Environnement Canada Environment Canada

CO_2 ET LE CLIMAT

PÉRIODIQUE DE LA RECHERCHE SUR LE CLIMAT

L'ANNÉE 2000 EN REVUE ÉVALUATION DES PROGRÈS DE LA RECHERCHE EN SCIENCE DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES

Hiver 2002

Dans ce numéro...

Introduction 1

Changements de la composition de l'atmosphère 1

Forçage radiatif.....4

Modélisation du climat et résultats des modèles 5

Tendances du climat 9

Impacts 14

Politiques 17

Remerciements 19

Références 20

1.0 INTRODUCTION

Réalisé dans le cadre d'un processus continu d'examen et d'évaluation de la littérature mené à la Direction de l'évaluation scientifique et de l'intégration des politiques du Service météorologique du Canada (SMC), ce numéro du bulletin *Le CO_2 et le climat* est une synthèse de quelque 400 articles et rapports scientifiques clés dans le domaine du changement climatique, qui ont été publiés en 2000 dans des journaux à comité de lecture. Comme les précédentes, cette synthèse ne prétend pas être un bilan complet de l'état des connaissances scientifiques sur le changement climatique, mais plutôt un bref résumé des faits saillants de recherches récentes. Pour avoir une évaluation plus complète de la science du changement climatique, le lecteur peut consulter le *Troisième rapport d'évaluation* (TRE)[1], publié par le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), et d'autres rapports spéciaux du GIEC publiés ces dernières années.[2] On peut aussi trouver dans des numéros précédents du bulletin *Le CO_2 et le climat* des résumés d'articles de recherche publiés avant 2000. Les plus récents de ces bulletins sont accessibles sur le site Web de l'évaluation scientifique du SMC, à l'adresse suivante : http://www.msc.ec.gc.ca/saib/climate/ccsci_f.cfm.

Par souci de brièveté et d'utilité, la revue de la littérature de 2000 repose sur une sélection des articles qui permettent le mieux d'améliorer la compréhension des considérations scientifiques qui sous-tendent le changement climatique. Elle est très concise, mais accompagnée de nombreuses références à des documents où le lecteur trouvera des détails supplémentaires sur les divers sujets et résultats discutés. Il ne fait pas de doute que certains articles importants n'auront pas été inclus dans la revue, soit par omission, soit faute d'un accès facile aux journaux dans lesquels ils sont parus. Nous nous excusons à l'avance de tout ennui ou inconvénient que cela pourrait causer à leurs auteurs ou aux lecteurs.

2.0 Changements de la composition de l'atmosphère

2.1 Dioxyde de carbone

2.1.1 Concentrations atmosphériques.

En 1999, la moyenne planétaire des concentrations de CO_2 a atteint 368,5 ppm, soit une augmentation de 1,8 ppm sur l'année précédente. Bien que la concentration ait augmenté en moyenne de 1,5 ppm/an depuis 1979, sa vitesse de croissance varie significativement d'une année à l'autre. Le taux le plus bas, avec 0,5 ppm/an, a été enregistré en 1982 et le plus élevé, avec 3,5 ppm (équivalent à une source nette de 6,2 milliards de tonnes de carbone [GtC]), en 1998. Les changements des émissions humaines peuvent certes en être aussi un facteur, mais cette variabilité semble due en premier lieu à des changements interannuels naturels des processus des flux de CO_2 entre l'atmosphère et l'océan et entre l'atmosphère et les terres. Des simulations de la biosphère effectuées à l'aide de modèles, par exemple, suggèrent que les conditions inhabituellement chaudes pendant l'anomalie de l'ENSO de 1998 ont pu entraîner une augmentation de la respiration et de la décomposition du sol dans des régions telles que l'est de la Sibérie,

Évaluation Scientifique et Intégration • Service Météorologique du Canada (concours financier du Groupe de recherche et de développement énergétiques)
4905, rue Dufferin, Downsview (Ontario) M3H 5T4 • Téléphone: (416) 739-4432.

Canada

Ce papier contient un minimum de 50% de fibres recyclées dont 10% de fibres recyclées après consommation.

le nord de l'Amérique du Sud et l'Afrique du Sud. En moyenne, les processus naturels semblent être un puits net de carbone dans l'hémisphère Nord, surtout sur les océans aux latitudes moyennes et sur les terres aux latitudes élevées. Par contraste, les océans tropicaux et l'hémisphère Sud semblent être des sources naturelles de CO_2 atmosphérique (malgré des indications d'un puits océanique aux latitudes moyennes). Cependant, des indications continues de changements temporels du rapport isotopique du carbone dans le CO_2 atmosphérique suggèrent qu'une grande partie de l'augmentation à long terme des concentrations de ce gaz est due aux émissions atmosphériques provenant de l'utilisation de combustibles fossiles.[3-6]

Une analyse détaillée de carottes de glace prélevées dans l'Antarctique suggère qu'il y a eu, au cours du dernier maximum glaciaire, quatre périodes d'échelle plurimillénaire où les concentrations de CO_2 ont dépassé le niveau de fond d'environ 20 ppmv, et qui coïncident avec de courtes anomalies chaudes présentes dans l'enregistrement des températures. Cependant, ces reconstructions détaillées des concentrations passées de CO_2 à partir de carottes de glace peuvent être sensibles à des artéfacts causés par des interactions chimiques survenues dans la glace avec le temps. Le phénomène semble particulièrement marqué dans les carottes de glace du Groenland, où les concentrations de carbonates sont plus élevées.[7-8]

2.1.2 Flux terrestres du carbone

De récentes études empiriques et par modélisation indiquent que l'absorption nette par les terres de carbone atmosphérique (y compris les émissions dues au déboisement) est passée d'une valeur moyenne proche de zéro dans les années 1980 à une moyenne d'environ 2 GtC/an dans les années 1990. Au cours de la dernière décennie, les émissions dues au déboisement sous les tropiques semblent encore égales ou supérieures à l'absorption biologique régionale nette de carbone atmosphérique. Il est donc improbable que les écosystèmes des basses latitudes contribuent à ce puits planétaire de carbone.

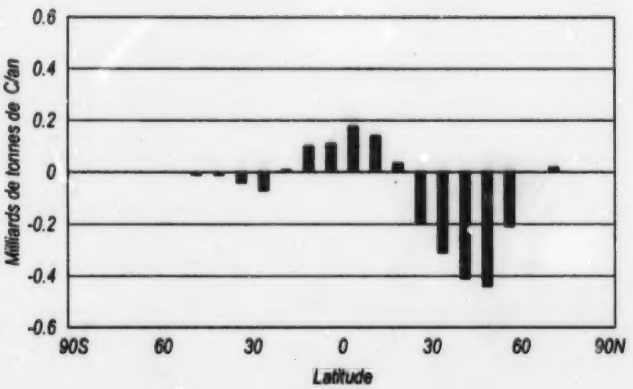

Figure 1. Moyenne annuelle des sources/puits par bande de 7,5 degrés de latitude pour la période 1985-1995, selon les estimations d'un modèle inverse. Adapté de Ciais et al. (2000). [11]

En fait, la plus grande partie de l'actuel puits terrestre planétaire semble se situer aux latitudes non tropicales de l'hémisphère Nord, avec des estimations récentes de 0,5 GtC/an au-dessus de l'Amérique du Nord, 0,3 GtC/ans sur l'Europe et 1,3 GtC/an sur la Sibérie. Il y a cependant une forte variabilité temporelle et spatiale des flux terrestres nets. Les changements à l'échelle régionale sont bien corrélés avec les changements de la température et des précipitations (qui influent à la fois sur la respiration et sur la productivité primaire nette), bien que les fluctuations de la nébulosité (qui influent sur l'insolation et donc sur la photosynthèse) puissent aussi intervenir. Ces sensibilités des flux naturels de CO_2 à la variabilité du climat ont aussi des implications pour la réponse au changement climatique à long terme.[9-17]

L'exactitude des estimations régionales des puits terrestres reste matière à controverse. Pour les écosystèmes forestiers des États-Unis, par exemple, les modèles écologiques dynamiques suggèrent que l'augmentation des taux de croissance due au changement climatique et à la fertilisation par le CO_2 a pu se traduire dans ces écosystèmes par un puits net moyen d'environ 80 millions de tonnes de carbone (MtC) par an depuis 1980, et que la fertilisation par l'azote et d'autres facteurs environnementaux ont pu avoir une contribution du même ordre de grandeur. Cependant, les études basées sur les inventaires et par modélisation inverse indiquent que ce puits net pourrait être de 300 MtC/an ou plus. En outre, une analyse basée sur les inventaires et visant l'est des États-Unis laisse croire que cette région est actuellement un important puits de carbone, en raison surtout de la recrue consécutive à des perturbations passées, plutôt que d'une augmentation des taux de croissance due à un changement environnemental, et que ce puits régional devrait diminuer significativement à mesure que les forêts arrivent à la maturité. Les modèles d'écosystèmes ne prennent donc pas encore convenablement en compte la structure et l'âge des forêts, et peuvent sous-estimer significativement les effets de la fertilisation par CO_2 et par N, ou ceux de climats plus chauds.

Par ailleurs, pour les écosystèmes non forestiers, comme ceux de la toundra et des tourbières nordiques, la sensibilité des flux de carbone du sol aux changements de la température et à la dégradation du pergélisol peuvent être de première importance. Des études récentes montrent que des régions de toundra d'Alaska sont passées de sources à puits de carbone au début des années 1980 en réponse aux effets du réchauffement régional sur les efflux hivernaux accrus et que le réchauffement à venir va probablement accentuer le cycle annuel du carbone, faisant monter à la fois l'absorption en été et l'efflux en hiver, et modifier son régime saisonnier. Cette hypothèse est étayée par les paléo-indications des réponses passées de tourbières du Québec à des changements climatiques.[18-26]

Les modélisations dynamiques des réponses futures des écosystèmes terrestres aux changements des conditions environnementales suggèrent que les puits terrestres augmenteraient probablement au cours des prochaines décennies, puis se stabiliseraient ou diminueraient vers le milieu du siècle lorsque les effets de la fertilisation par le CO_2 commenceraient à se saturer et que l'élévation des températures ferait croître la respiration du sol. Aux latitudes plus élevées de l'hémisphère Nord (HN), au nord de 50N, les puits terrestres de CO_2 peuvent diminuer au départ à cause de

l'augmentation des feux dans la forêt boréale, puis monter jusqu'à près de 1 GtC/an en 2050, et se stabiliser en raison de l'expansion vers le nord des écosystèmes forestiers et de l'allongement des saisons de croissance (dans la mesure où les taux d'humidité en été restent suffisants). Par contraste, certaines études suggèrent que les régions tropicales deviendraient chaudes et sèches, et donc une forte source nette de CO_2 atmosphérique. Les modèles divergent considérablement sur l'ampleur des changements planétaires nets des puits terrestres après 2050. Certains donnent à penser que les puits de CO_2 vont se stabiliser ou décliner lentement; d'autres prédisent que les puits terrestres vont commencer à baisser brutalement vers le milieu du siècle et même devenir une source nette en 2100 ou avant. Un facteur clé de ces divergences est l'insuffisance de la compréhension ou de l'inclusion des processus qui influent sur les changements du carbone du sol. [15,27-32]

2.1.3 Flux océaniques du carbone

Des études menées avec des modèles inverses et des modèles de la biogéochimie de l'océan suggèrent que les puits océaniques planétaires sont d'un ordre de grandeur comparable à celui des puits terrestres, mais qu'ils sont beaucoup moins variables. Ces puits semblent aussi avoir légèrement décliné ces dernières années. La variabilité interannuelle des puits océaniques semble régie par des changements de la circulation et du climat, et est dominée par l'ENSO et d'autres processus dynamiques en jeu dans le Pacifique tropical. Les changements physiques de la circulation océanique peuvent être très importants pour déterminer le rôle futur des océans en tant que grand puits de carbone. Par exemple, la région de formation d'eau profonde dans l'océan austral pourrait devenir un puits du carbone atmosphérique excédentaire moins important si le changement climatique faisait baisser les densités en surface et donc affaiblissait les processus d'enfoncement de l'eau de surface. Une augmentation des concentrations atmosphériques de CO_2 avec le temps aurait aussi pour effet de réduire la production de calcite dans les eaux de surface, ce qui peut accentuer l'absorption de CO_2. Cependant, cette situation altère aussi la production de carbonate de calcium, et donc de corail, ainsi que d'autres aspects de la biochimie de l'océan. Ces réponses biochimiques et physiques possibles des océans à des changements de l'environnement sont cependant encore mal comprises. [9-11,33-36]

2.2 Autres gaz à effet de serre

2.2.1 Méthane

Après plus d'une décennie de baisse, les taux de croissance des concentrations de méthane ont atteint brutalement une pointe de quelque 20 ppb/an en 1998, puis sont redescendus jusqu'à une valeur moyenne de presque 7 ppb en 1999. Les analyses des tendances et fluctuations étayent quelque peu l'hypothèse d'une diminution des fuites des champs gaziers et des gazoducs dans l'ex-Union soviétique (estimées à environ 10 % des émissions anthropiques planétaires dix ans plus tôt), mais indiquent surtout des changements des émissions des tourbières régis par les températures et les précipitations, et une augmentation de la destruction du méthane due aux récentes hausses des concentrations de radical OH. Il serait donc prématuré de penser que le bilan du méthane s'approche de la stabilité. [5,37-38]

L'analyse des concentrations du méthane et de sa composition isotopique dans les données des carottes de glace pour les périodes préindustrielles de l'Holocène, utilisant un modèle de transport des substances chimiques, indique que les milieux humides naturels étaient probablement à cette époque une source annuelle moyenne d'environ 160 Mt CH_4, qui a baissé de près de 10 % depuis. Cette situation fournit une meilleure contrainte pour les estimations passées des émissions actuelles des milieux humides, et suggère que les émissions anthropiques ont pu être sous-estimées. Les carottes de glace polaires montrent aussi que les concentrations de méthane des milieux humides ont changé de façon significative (de quelque 200 à 300 ppb) lors de quatre brèves mais rapides transitions climatiques au cours des 40 000 ans précédant l'Holocène. Ces changements semblent dus en premier lieu à des modifications de l'état des milieux humides tant tropicaux que boréaux, en retard sur les changements du climat. Une reconstruction de l'historique des débits de l'Amazone sur les 14 000 dernières années non seulement appuie ces relations entre les milieux humides et les concentrations de méthane, mais aussi donne à penser que la variabilité des milieux humides dans cette région est liée à des changements de l'activité convective induits par les fluctuations de l'insolation estivale. [39-44]

Des estimations agrégées des émissions de méthane par les terres basses de la baie d'Hudson déduites de modèles de l'atmosphère suggèrent qu'elles ont été au cours des récentes décennies une source annuelle nette de 0,23 à 0,5 Mt CH_4, très sensible toutefois aux changements de la température. Bien que ces taux d'émission soient de beaucoup inférieurs à ceux estimés à partir de mesures *in situ*, cette forte sensibilité aux températures suggère que les émissions pourraient remonter rapidement avec un réchauffement du climat. [45]

Le changement d'utilisation des terres peut altérer significativement le rôle des sols en tant que puits du méthane, selon l'effet qu'il a sur la teneur en humidité du sol, et selon la phénologie et la productivité des écosystèmes concernés. La conversion de sols à l'état naturel en sols agricoles fait généralement baisser l'ampleur de ce puits. Bien que l'utilisation des terres pour la riziculture semble à la hausse dans de nombreux pays, les émissions de méthane qui en découlent semblent avoir été surestimées. Ces émissions ont déjà été réduites grâce à une utilisation accrue de variétés modernes de riz, mais peuvent l'être encore plus avec l'utilisation d'engrais, de techniques d'inondation et d'autres pratiques agricoles appropriés. L'inondation de paysages porteurs de végétation pour créer des réservoirs d'eau peut aussi être une source anthropique significative, mais largement laissée de côté, d'émissions de méthane. Bien que ces émissions varient considérablement d'un endroit à l'autre, et selon les caractéristiques et l'âge du réservoir, et que les estimations planétaires soient entachées de beaucoup d'incertitude, ces réservoirs pourraient contribuer pour jusqu'à 20 % aux émissions anthropiques planétaires. [46-51]

2.2.2 Hémioxyde d'azote

Les concentrations de N_2O se sont accrues d'une moyenne de 0,25 %/an depuis 1978, mais légèrement plus rapidement depuis 1996. Cependant, les émissions de N_2O sont très variables dans le temps et dans l'espace, et donc difficiles à ramener à des échelles planétaires. L'utilisation de modèles du bilan du N_2O et d'autres outils, comme

l'analyse des tendances de la composition isotopique de N_2O, peut aider à mieux comprendre les sources, puits et voies anthropiques. Cependant, il faudra améliorer les réseaux de surveillance pour pouvoir contraindre les résultats des modèles. [52-54]

Les émissions de N_2O par les sols sont fortement régies par le type du sol et par sa teneur en eau, qui est maximale immédiatement après les épisodes de précipitations ou dans les endroits saturés en eau, et donc très variable dans le temps et dans l'espace. Les forêts tropicales humides peuvent être des sources particulièrement importantes mais sous-estimées. Dans les climats plus froids, comme celui du Canada, il peut se produire une très importante pointe des émissions des sols agricoles pendant la fonte printanière. Les effets de la fertilisation des cultures par l'azote peuvent certes être un facteur secondaire pour déterminer les émissions de N_2O aux petites échelles mais, à l'échelle planétaire, ils contribuent pour beaucoup aux émissions anthropiques, tant directement par les sols qu'indirectement par le biais des pertes dues à la lixiviation ou au ruissellement d'azote dans les zones riveraines et cours d'eau. L'on s'attend à ce que ces émissions agricoles passent d'environ 6 MtN/an qu'elles étaient en 1990 à 9 MtN/an en 2020. Les méthodes utilisées par le GIEC pour estimer ces émissions ne prennent pas adéquatement en compte les facteurs qui contribuent à une forte variabilité, et les résultats diffèrent significativement de ceux observés dans des études connexes. Elles pourraient donc exiger des révisions significatives. [55-60]

Environ un tiers des émissions anthropiques de N_2O proviennent de systèmes aquatiques, et sont surtout dues à l'accumulation de nitrates et à l'augmentation des eaux pauvres en oxygène. La plupart de ces émissions sont rejetées par des cours d'eau et estuaires, mais les eaux côtières des océans, surtout au-dessus des plates-formes continentales, semblent en être une source significative, bien que négligée autrefois. [61-62]

Selon des mesures faites en laboratoire et sur les routes, les émissions de N_2O imputables au secteur des transports peuvent contribuer pour 1 à 4 % à son taux de croissance dans l'atmosphère. Plus de 50 % du total de ces émissions est le fait d'environ 10 % des véhicules de transport. [63-64]

2.2.3 Gaz halogénés

Les concentrations atmosphériques de CFC-12 continuent d'augmenter, mais plus lentement qu'il y a une dizaine d'années. Pendant ce temps, les concentrations de CFC à plus courte durée de vie, comme le CFC-11 et le CFC-113, baissent lentement, à raison d'environ 1 % par an, et celles de CH_3CCl_3 beaucoup plus rapidement, à raison de 18 %/an. Les concentrations de HCFC, en général, continuent aussi d'augmenter, et celles de SF_6 (qui semble n'avoir aucune source naturelle significative) ont une croissance linéaire, d'environ 0,24 ppt/an, ou actuellement d'environ 5 %/an. [53]

2.3 Aérosols troposphériques

Des mesures dans l'atmosphère montrent une baisse moyenne de 2 % par an depuis 1980 de la diffusion totale par les aérosols au site de latitude élevée de Barrow, en Alaska, ce qui concorde avec une baisse des émissions d'aérosols en Europe et en Russie. Par comparaison, la diffusion totale a augmenté aux sites des basses latitudes de Samoa et du Mauna Loa. [65]

Bien que le brûlage de la biomasse tropicale soit une importante source de carbone noir et de particules organiques, les feux de brousse dans les forêts boréales et tempérées peuvent aussi apporter des contributions significatives, surtout pendant les mauvaises années d'incendies. [66]

3.0 Forçage radiatif

3.1 Gaz à effet de serre

De nouvelles estimations des cycles de vie et des effets de forçage radiatif de différents gaz à effet de serre suggèrent que le forçage a connu une augmentation planétaire nette de 2,32 W/m^2 depuis 1765, ce qui est semblable aux estimations précédentes. Cependant, elles montrent aussi que les valeurs de PRG, et donc le rôle, des gaz à effet de serre de courte durée de vie ont pu être significativement sous-estimés. De plus, des estimations exagérées des concentrations préindustrielles de l'ozone troposphérique ont pu accentuer substantiellement la sous-estimation de son rôle dans le forçage radiatif à ce jour. Les concentrations troposphériques d'ozone sont actuellement à la hausse sur le sud-est de l'Asie. Les scénarios d'émissions laissent penser que leurs effets de forçage radiatif planétaire continueront d'augmenter, mais que les rétroactions chimiques négatives associées à un réchauffement du climat pourraient atténuer significativement cette hausse. Pendant ce temps, dans la stratosphère, l'appauvrissement de l'ozone semble induire une baisse du forçage radiatif aux latitudes élevées. [67-70]

Un accroissement estimatif de 1 % des nuages en altitude dû aux traînées de condensation des avions à réaction, qu'il est plausible de postuler pour les 50 prochaines années, pourrait aussi faire monter la température planétaire moyenne de l'air de 0,43 °C, avec des valeurs plus élevées au-dessus de l'hémisphère Nord dans les hauts niveaux de la troposphère. [71]

3.2 Aérosols

Les effets directs des divers types d'aérosols sur les flux radiatifs dans l'atmosphère dépendent de nombreux facteurs (dont la nature des aérosols, leurs interactions avec les autres composants de l'atmosphère et l'albédo de la surface sous-jacente) et sont donc très difficiles à évaluer. Les aérosols hygroscopiques, par exemple, se dilatent quand le taux d'humidité augmente, ce qui fait monter leur valeur d'albédo de façon complexe et non additive. De plus, la saisonnalité de concentrations d'aérosols est régie par les interactions complexes des mécanismes de transport, de la chimie et des processus de dépôt, qui tous varient dans le temps et dans l'espace. Les effets indirects sont encore plus complexes, et font intervenir des changements de la circulation atmosphérique et des propriétés des nuages. Le rôle des aérosols dans le forçage radiatif et dans le changement climatique, bien que significatif, reste donc difficile à estimer. Des études

récentes suggèrent que les effets directs de la seule augmentation des concentrations d'aérosols sulfatés ont pu induire un forçage radiatif planétaire négatif de -0,56 W/m^2 par rapport aux valeurs préindustrielles, que ses effets indirects ont pu y ajouter encore –0,4 à –1,78 W/m^2, et que les changements associés des circulations atmosphériques peuvent avoir entraîné un décalage vers le sud de la zone équatoriale de pluie. Bien que d'autres études suggèrent des estimations plus basses, toutes donnent à penser que les aérosols sulfatés ont considérablement masqué les effets de forçage radiatif positif des augmentations concomitantes des concentrations de gaz à effet de serre. [72-75]

Par contraste, les aérosols sombres semblent bien ajouter au forçage radiatif positif des gaz à effet de serre. De nouvelles estimations du forçage pour les aérosols de carbone noir suggèrent une plage de valeurs de 0,3 à 0,6 W/m^2 (selon la manière dont ils interagissent avec les autres aérosols). Des études liées au projet INDOEX visant l'Asie du sud-est donnent aussi à penser que ces aérosols ont des effets locaux de réchauffement qui peuvent réduire la couverture nuageuse diurne, ce qui ajouterait encore au réchauffement. Comme ces aérosols ont de courtes durées de vie, les efforts de limitation des émissions pourraient réduire leurs contributions au forçage radiatif beaucoup plus rapidement que celles des gaz à effet de serre à durée de vie plus longue. [76-78]

Les aérosols stratosphériques des grosses éruptions volcaniques ont aussi, périodiquement, des effets significatifs de forçage radiatif négatif, qui peuvent influer sur le climat planétaire pendant plusieurs années. Il est donc encore plus difficile de distinguer l'influence de l'homme sur le climat contre le bruit de fond du système climatique. Des analyses statistiques des grandes éruptions (avec un forçage radiatif négatif temporaire de –1 W/m^2 ou plus) des 600 dernières années laissent penser qu'il y a une probabilité de 37 % d'occurrence d'un tel événement, et de 15 % d'occurrence de deux de ces événements, dans la prochaine décennie. [79]

3.3 Soleil

L'établissement de liens possibles entre l'activité solaire, la couverture nuageuse et le climat exige à la fois de bonnes corrélations entre les variables en jeu et des mécanismes susceptibles d'expliquer plausiblement ces corrélations. Des liens entre le rayonnement ultraviolet du Soleil, les changements des concentrations d'ozone stratosphérique et les variations du climat ont été proposés comme mécanisme de ce type. Bien qu'il ait aussi été avancé que d'éventuels effets de l'activité du rayonnement cosmique sur la couverture nuageuse planétaire puissent aussi être un mécanisme, l'analyse des tendances de la couverture nuageuse régionale et planétaire observées entre 1986 et 1993 montre un fort lien avec le signal ENSO, mais peu d'indication d'un couplage avec l'activité du rayonnement cosmique. [80-82]

4.0 Modélisation du climat et résultats des modèles

4.1 Processus du climat

4.1.1 Processus en jeu dans l'atmosphère

Les concentrations atmosphériques de vapeur d'eau peuvent varier de quatre ordres de grandeur, les valeurs les plus élevées se rencontrant dans les climats humides à proximité de la surface, et les plus faibles dans la basse stratosphère. Il persiste de grands écarts dans les divers types de mesures *in situ* de ces concentrations, et de leurs effets radiatifs. De plus, une compréhension insuffisante des relations dans l'atmosphère entre la température, l'humidité et les nuages rendent difficile de modéliser avec confiance les rétroactions de la vapeur d'eau. Par exemple, les études de modélisation du NCAR suggèrent que l'utilisation d'une relation température-humidité étroite avec des schémas de nuages non convectifs produit une haute troposphère beaucoup plus sèche et une sensibilité plus élevée du climat au forçage radiatif que les expériences utilisant des schémas de nuages convectifs profonds et une relation température-humidité plus lâche. C'est pourquoi les incertitudes quant au rôle de la vapeur d'eau dans les rétroactions du climat, et donc quant à la sensibilité du climat aux forçages radiatifs, restent très grandes. Cependant, il y a de bonnes indications que la réponse du climat à un doublement du CO_2 a peu de chances d'être inférieure à 1 °C, et est probablement significativement plus grande. [83-84,237]

Les simulations du rayonnement solaire par le ciel clair à l'aide de modèles climatiques utilisant des schémas avancés du rayonnement et les effets des aérosols continuent de sous-estimer les valeurs observées, mais l'écart est sensiblement plus faible qu'avec les études antérieures. Tant les observations que les simulations des modèles suggèrent que l'absorption du rayonnement solaire par la totalité du ciel n'est pas significativement différente de l'absorption par le ciel clair. [85]

On a de bonnes indications que la troposphère, la stratosphère, la mésosphère et la thermosphère sont couplées, et que la chimie de la haute atmosphère et d'autres caractéristiques comme les ondes, vents et marées planétaires sont des éléments importants pour simuler le système climatique planétaire. Les versions antérieures des modèles du climat ont soit exclu soit mal décrit les couches supérieures de l'atmosphère. Cependant, il existe maintenant un certain nombre de modèles de l'atmosphère moyenne (comme le modèle canadien de l'atmosphère moyenne) qui peuvent reproduire de façon satisfaisante nombre des caractéristiques des processus en jeu dans la haute atmosphère et peuvent être inclus dans les modèles du climat. [86]

4.1.2 Processus en jeu sur les terres

Les processus biogéophysiques et biogéochimiques peuvent exercer d'importantes influences sur les flux radiatifs, hydrologiques et autres entre la biosphère et l'atmosphère, et donc sur le climat. Un nombre significatif de modèles dynamiques planétaires de la végétation qui décrivent beaucoup de ces processus, dont le schéma canadien de la surface des terres (CLASS), sont en cours de développement et d'évaluation. De nombreuses expériences ont été menées avec des

modèles de la végétation liés à des MCG simples, et donnent des indications utiles sur certaines des réponses non linéaires du système climatique au forçage du climat. Par exemple, certaines études donnent à penser que les effets combinés du changement climatique et des rétroactions de la fertilisation par le CO_2 sur les processus hydrologiques, bien que variables à l'échelle régionale, ont tendance à faire augmenter l'aridité des conditions, particulièrement sous les tropiques et aux moyennes latitudes. Cette situation va à l'encontre des points de vue courants sur les effets hydrologiques de la fertilisation par le CO_2. Bien qu'il soit encore difficile de coupler totalement des modèles de la végétation à des modèles couplés complexes du climat, une de ces études projette que les réponses du cycle climat-carbone à l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre peut à terme faire en sorte que de vastes régions terrestres repassent de leur rôle présent de puits à celui de source (malgré les effets de la fertilisation par le CO_2). Il s'ensuivrait une élévation supplémentaire des concentrations atmosphériques de CO_2, ce qui pourrait faire croître d'environ 10 % les effets climatiques simulés sans cette rétroaction. [29,87-92]

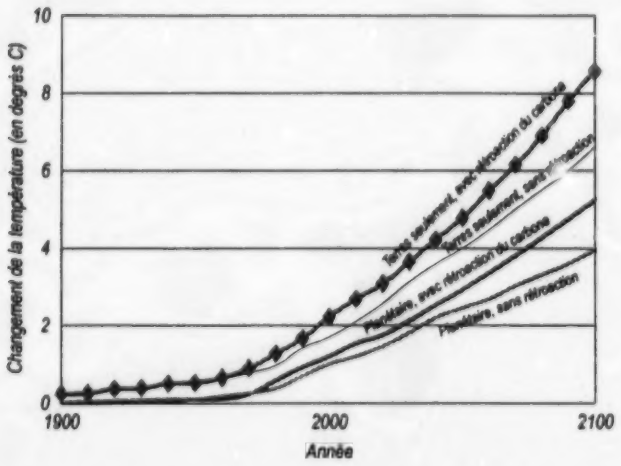

Figure 2. Réponse projetée des températures planétaires et des terres à l'évolution des concentrations de gaz à effet de serre dans le scénario d'émissions IS92a. Les courbes continues indiquent la réponse obtenue avec un modèle dynamique du bilan du carbone pleinement couplé au modèle du climat, et les courbes tiretée et pointillée la réponse de la température obtenue sans les pleines rétroactions du bilan du carbone. D'après Cox et Betts (2000). [88]

Il y a aussi d'autres variables et rétroactions qui peuvent être des facteurs importants pour bien simuler les interactions végétation-climat. Par exemple, l'effet d'albédo du recul plus précoce de la couverture nivale au printemps constaté dans l'hémisphère Nord depuis 1979 a pu causer une rétroaction positive saisonnière de 2 W/m^2 sur les régions touchées. De même, bien que le changement d'utilisation des terres puisse ne pas avoir d'effets significatifs sur le climat à l'échelle planétaire, les effets hivernaux d'albédo des changements passés de l'utilisation des terres aux latitudes moyennes de l'HN ont pu contribuer au décalage vers le nord d'un courant-jet de l'ouest plus large mais plus faible. Inversement, les activités de reboisement aux latitudes moyennes à élevées pourraient faire baisser significativement les effets d'albédo et entraîner un réchauffement régional significatif. [93-96]

4.1.3 Processus en jeu dans les océans

La glace de mer joue un grand rôle à l'interface atmosphère-océan dans les régions polaires et, avec les températures de la surface de la mer, pourrait être un important moteur des changements des précipitations dans ces régions. [97-98]

Les expériences de sensibilité et les simulations modélisées indiquent que le réchauffement de la surface de l'océan et les rétroactions qui l'accompagnent sont les facteurs prépondérants dans l'affaiblissement de la circulation thermohaline (CTH) dans l'Atlantique Nord en réponse à un réchauffement. Par comparaison, les effets de l'accroissement des apports d'eau douce dans l'Atlantique Nord sont partiellement compensés par l'augmentation de l'exportation d'eau douce de l'Atlantique vers les océans Pacifique et Indien. Le flux d'eau douce ne contribue donc que pour environ 25 % au changement de la circulation thermohaline. L'affaiblissement du système de la CTH est relativement insensible aux détails des ajustements de flux des modèles et, par conséquent, considéré comme une conclusion robuste. Par comparaison, le processus et la nature du rétablissement sont beaucoup plus sensibles aux changements des paramétrisations des modèles, et sont donc assortis d'une confiance moindre. [99-100]

L'augmentation du rayonnement UVB due à l'appauvrissement de l'ozone stratosphérique peut aussi influer sur la chimie de la surface de l'océan et sur le flux de diméthylsulfure (DMS) et d'autres gaz vers l'atmosphère, ce qui pourrait agir sur le système climatique de manières encore mal comprises. [101]

4.2 Validation des modèles

La toute dernière génération de modèles couplés du climat montre des progrès intéressants de la performance et rend généralement très bien la variabilité interannuelle et interdécennale pour la plupart des régions du globe. Ils semblent donc maintenant suffisamment évolués pour être utiles dans les études de détection du changement climatique et dans la fourniture aux décideurs de conseils sur les climats futurs. Des études comparatives menées sur ces modèles, avec et sans ajustements de flux, indiquent que tous semblent simuler adéquatement l'amplitude du cycle saisonnier planétaire moyen, mais que tous ont des problèmes pour certaines régions terrestres. En général, les modèles à ajustements de flux capturent les paramètres climatiques de base comme les températures en surface avec plus de précision et présentent des écarts régionaux plus faibles que les modèles non ajustés. Les principaux défis sont d'améliorer les méthodes permettant de bien porter à une échelle supérieure les processus climatiques de petite échelle et d'inclure efficacement les mécanismes d'advection à méso-échelle induits par les tourbillons afin d'aider à réduire la dérive du modèle. [102-106]

Les évaluations des modèles individuels donnent des résultats variés. Pour le modèle canadien MCCG1 à ajustement de flux, les grandes caractéristiques des valeurs climatiques moyennes et de la variabilité sur les terres sont raisonnablement bien simulées, mais la

variabilité sur les océans tropicaux et dans les régions des trajectoires des tempêtes extra-tropicales est sous-estimée. Ce modèle suggère qu'une grande partie de la variabilité dans l'hémisphère Nord peut être caractérisée comme deux modes distincts de l'Oscillation arctique. L'analyse de la variabilité dans trois autres modèles couplés (GFDL, HadCM2 et Ham3L), utilisant de longues simulations de contrôle, montre que la variabilité d'échelle pluridécennale observée dans les registres instrumentaux et substitutifs des températures de l'hémisphère est très bien rendue. Pour ce qui est de la variabilité régionale dans le Pacifique tropical, qui est un facteur critique du comportement de l'ENSO, la performance était moins satisfaisante, un modèle surestimant la variabilité et les deux autres la sous-estimant. Les résultats laissent aussi penser que le réchauffement du dernier siècle dépasse les variations naturelles à long terme. Dans une simulation de contrôle sur 15 000 ans, le modèle du GFDL avait aussi simulé un refroidissement brutal près du sud du Groenland, dû à un arrêt pluridécennal, généré par le vent, des processus de convection dans l'Atlantique Nord. Cet événement a été très semblable aux refroidissements brusques signalés dans la littérature paléoclimatologique, ce qui suggère que ceux-ci pourraient être dus à la variabilité naturelle plutôt qu'à un forçage externe.

Le plus récent modèle couplé (HadCM3) du Bureau météorologique du Royaume-Uni, avec son océan de résolution plus fine et sa meilleure simulation du bilan et des flux thermiques, maintient présentement un climat stable sans ajustements des flux. [107-110]

Des tests de la performance des MCG pour des conditions paléoclimatiques telles que celles d'il y a 6 000 et 21 000 ans ont révélé que ces modèles, en général, continuent de montrer des écarts considérables avec les enregistrements paléoclimatologiques dans la simulation des bilans massiques de surface passés de la plupart des inlandsis, surtout à cause de la forte sensibilité de la fonte de la neige et de la glace à des différences relativement petites des températures estivales. Il y a aussi des indications que le système climatique a la « mémoire » très longue et que les conditions climatiques présentes peuvent encore être attribuables à des forçages survenus dans les 6000 dernières années. C'est pourquoi les démarrages de modèles n'utilisant que les forçages des 150 dernières années peuvent ne pas être dans un bon quasi-équilibre comparable au climat réel d'aujourd'hui Cette situation peut alors en affecter la performance dans les simulations du climat aux états transitoires. [111-112]

Certains avancent que l'utilisation des mêmes données d'observation pour forcer le modèle et pour en tester la performance peut faire intervenir une logique circulaire qui mine la crédibilité des tests de performance. L'utilisation de forçages bien quantifiés seulement et d'observations plus détaillées pour les tests peut aider à contourner ces risques. Enfin, il existe des doutes légitimes quant aux tentatives de valider la performance des modèles par des expériences qui incluent de façon inadéquate les forçages en jeu, simplement parce qu'ils sont mal quantifiés. [113-114]

Les tests effectués avec le modèle canadien du climat régional, emboîté dans le MCCG2 et couplé avec un modèle interactif de la glace de lac, montre une bonne performance pour simuler l'évolution saisonnière des températures de surface et de la couverture de glace sur les Grands Lacs, ainsi que des précipitations induites par les lacs, mais sous-estime la concentration de la glace. [115]

4.3 Résultats des simulations des modèles

Les simulations des modèles couplés du climat utilisant des changements historiques des concentrations des gaz à effet de serre et des aérosols concordent généralement bien avec les changements observés des températures planétaires. Certains performent bien aussi à l'échelle régionale, mais il demeure de grandes différences à cette échelle entre les divers modèles utilisant des scénarios de forçage similaires. Plusieurs simulations montrent également un changement des régimes de température, qui passent d'un état du type La Niña à un régime El Niño après les années 1960, ce qui suggère que le comportement récent d'El Niño peut être lié, au moins en partie, au changement climatique. Cependant, l'on a encore de la difficulté à reproduire les régimes observés de l'Oscillation arctique dans des expériences avec forçage anthropique, soit en raison de déficiences des modèles, soit parce que ces changements ne sont pas imputables à des forces anthropiques. Les simulations réalisées avec des schémas améliorés du mélange océanique suggèrent aussi que l'asymétrie entre le réchauffement de l'hémisphère Nord et celui de l'hémisphère Sud est moins marquée que ne l'indiquaient les modélisations antérieures, et plus proche de celle que l'on a observée. [116-120]

Les simulations modélisées des effets possibles des récentes augmentations des concentrations de gaz à effet de serre sur les températures des couches supérieures de l'atmosphère donnent des résultats similaires, mais avec un refroidissement beaucoup plus faible que ce qu'on a observé. Cette situation donne à penser que

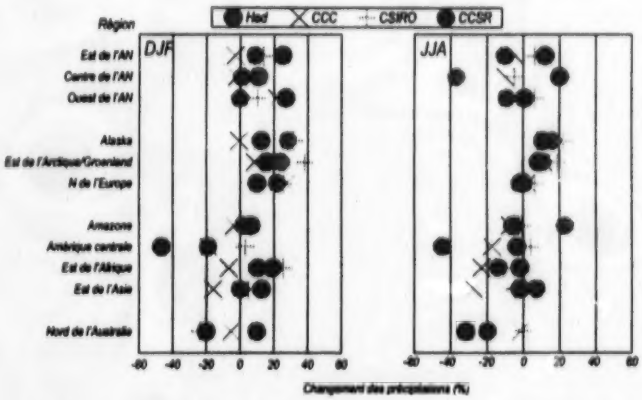

Figure 3. Changements des précipitations hivernales et estivales d'ici ~2085 (par rapport aux valeurs simulées pour la période 1961-1990) pour certaines régions terrestres, tels que projetés dans des expériences menées avec quatre modèles couplés du climat. Bien qu'il y ait beaucoup d'écart entre les modèles pour ce genre de projections régionales, la plupart suggèrent que les régions de l'Arctique deviendront plus humides; les régions tropicales et le centre de l'Amérique du Nord seraient un peu plus secs, surtout en été. Adapté de Giorgi et Francisco (2000). [120]

d'autres facteurs, comme l'appauvrissement de l'ozone, ont aussi pu contribuer substantiellement à la tendance au refroidissement dans cette région. [121]

Des simulations menées avec le modèle couplé canadien du climat, utilisant une projection de milieu de fourchette du GIEC (IS92a) pour les émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols, suggèrent un autre réchauffement planétaire moyen en surface de 1,7 °C d'ici 2050, et de 4,4 °C d'ici 2100. Il y a un déclin à la fois de la couverture de glace de mer aux pôles et de la circulation thermohaline océanique, alors que les précipitations augmentent à l'échelle planétaire, mais avec un régime devenant semblable à celui d'un El Niño. Les simulations du modèle couplé du Royaume-Uni, qui utilisent un scénario d'émissions plus optimiste (SRES B2), projettent un réchauffement planétaire de 3 °C d'ici 2100, alors que le modèle couplé du département de l'Environnement des États-Unis et le modèle parallèle du climat du NCAR suggèrent respectivement des réchauffements de 3,5 °C et 1,3 °C d'ici le milieu du siècle. Par comparaison, le modèle du système climatique (CSM) du NCAR projette un réchauffement beaucoup plus faible, de 1,9 °C d'ici 2100. Le modèle du NCAR indique aussi une réduction de l'amplitude de la variabilité climatique d'échelle décennale, mais une augmentation de l'amplitude des oscillations à périodes de retour de moins de 20 ans. Les modèles concordent généralement sur le fait que le réchauffement sera supérieur à la moyenne planétaire en hiver et sur les terres, et que l'amplitude quotidienne de la température diminuera. [122-127]

Une étude récente a utilisé la bonne concordance entre les changements observés et simulés des températures planétaires en réponse aux forçages anthropiques passés pour estimer la sensibilité actuelle du climat aux forçages. Cette sensibilité est alors utilisée pour projeter une probabilité de 90 % que les forçages futurs dans un scénario SRES de milieu de fourchette entraîneront un réchauffement supplémentaire de 1 à 2,5 °C d'ici 2040. Cependant, bien que ces projections de probabilités puissent être très utiles pour le milieu des politiques, d'autres chercheurs pensent qu'il ne faut les accepter qu'avec beaucoup de réserves. Une étude montre par exemple que la sensibilité du système climatique (qui implique une composante de réponse rapide atmosphère-océan de surface et une composante plus lente mettant en jeu l'océan profond) peut ne pas être constante, mais augmenter aux échelles centennales à mesure que le climat répond aux forçages anthropiques. Une autre indique que, si l'on n'inclut pas les rétroactions des écosystèmes dans les modèles couplés du climat, on peut sous-estimer les changements. Elle projette que le changement climatique à venir entraînera un effondrement spectaculaire des forêts amazoniennes d'ici le milieu du siècle, ce qui causerait une forte augmentation des émissions de CO_2 dans l'atmosphère et ferait passer le réchauffement planétaire projeté d'ici 2100 de 4 °C sans cette rétroaction à 5,5 °C quand elle est incluse. Ces rétroactions sont encore mal comprises, et leur ordre de grandeur très incertain. Bien qu'une stabilisation des concentrations futures de CO_2 à 550 à 750 ppmv puisse aider à réduire l'ampleur finale de ces changements, il reste inévitable qu'ils soient importants. [88,128-132]

Même si les modèles diffèrent considérablement sur la réponse régionale des précipitations au réchauffement à venir, on a des indications que certaines régions connaîtront un changement très marqué vers des conditions plus extrêmes, assorti d'incidences quant à l'érosion du sol et aux stress sur les écosystèmes. La plupart

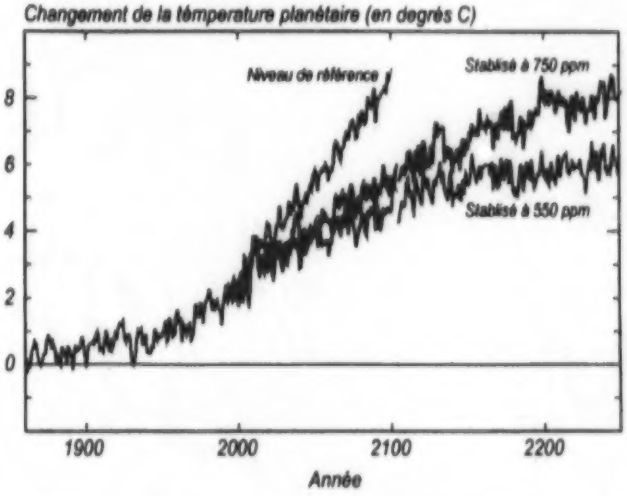

Figure 4. Impacts projetés de la stabilisation des concentrations de dioxyde de carbone à 550 et 750 ppmv, tels que simulés par le modèle couplé HadCM2. Adapté de Mitchel et Johns (2000). [129]

suggèrent des augmentations significatives des précipitations aux latitudes moyennes à élevées, ainsi que dans la plus grande partie des basses latitudes de l'Asie. Des contrastes terres-mer moins prononcés en hiver peuvent entraîner un affaiblissement de la mousson d'hiver en Asie et des vents du nord le long de la côte eurasienne du Pacifique, et des contrastes plus marqués en été vont probablement causer dans ces régions des moussons d'été plus fortes mais plus variables. [133-134]

Tant les modèles que les paléodonnées suggèrent que la circulation thermohaline (CTH) de l'Atlantique est intrinsèquement non linéaire, et que les passages d'un état à un autre peuvent avoir des impacts climatiques régionaux considérables. Cependant, alors qu'un arrêt total de la CTH reste possible aux échelles de temps plus longues, il semble peu probable qu'il se produise au cours du prochain siècle. Une nouvelle étude par modélisation suggère que l'advection dans l'Atlantique Nord d'eaux de forte salinité provenant des tropiques peut compenser au moins partiellement l'effet de l'efflux d'eau douce, et donc réduire l'influence nette de ce facteur dans la modification du système de la CTH. De même, si le changement climatique induit aussi une tendance à la hausse de l'indice Oscillation arctique/ONA, comme on l'a observé ces dernières décennies, les augmentations connexes des intensités des vents et des pertes de chaleur en surface sur l'Atlantique peuvent avoir tendance à accentuer la plongée d'eau de surface et donc contribuer à atténuer les réductions projetées de la CTH. La variabilité interannuelle et interdécennale de l'exportation de glace

de mer dans l'Atlantique Nord, de l'endroit où fond la glace et des impacts subséquents sur la convection océanique (qui jouent actuellement des rôles importants dans les variations à plus court terme du système de la circulation thermohaline et donc dans le signal de l'ONA) va probablement diminuer considérablement à mesure que le réchauffement entraînera une réduction de l'extension de la glace de mer. Cette situation peut à son tour atténuer la variabilité du climat dans l'Atlantique Nord. [135-139]

La gravité et la fréquence de nombreux extrêmes climatiques changeront significativement avec le réchauffement du climat, souvent de façon disproportionnée avec l'évolution des températures moyennes. Les températures maximales extrêmes devraient monter, surtout dans les régions où l'humidité du sol sera à la baisse, et les températures minimales devenir moins rigoureuses. Le changement des minima devrait être plus important que l'élévation des maxima, en particulier dans les zones de recul de la neige et de la glace. Aux latitudes élevées, d'ici 2100, le cumul des degrés-jours de chauffage pourrait baisser de 25 à 50 %; dans les régions extratropicales, les degrés-jours de climatisation pourraient plus que doubler. Bien que les précipitations intenses et les extrêmes d'humidité connexes doivent devenir plus fréquents presque partout, on s'attend aussi à une augmentation de la fréquence et de la gravité des sécheresses. Ainsi, les conditions d'humidité du sol pourront devenir plus variables dans bien des régions. Certains modèles suggèrent que les climats pourraient être davantage du type El Niño; d'autres non. Ces différences peuvent être liées à la façon dont les nuages sont traités par les modèles. Les implications sur les tempêtes sont encore entachées d'incertitude et difficiles à modéliser. L'activité cyclonique sur le nord-est de l'Atlantique et l'Europe va probablement se décaler vers le nord-est et devenir plus intense, et la réduction de la couverture de glace de mer tendra à faire augmenter les vents sur la baie d'Hudson et la mer de Norvège. Par contraste, les vents soufflant dans le bassin méditerranéen devraient être plus faibles. En même temps, alors que certaines études avaient donné à penser que les ouragans pourraient devenir plus intenses sous un climat plus chaud, du moins dans certains bassins, une nouvelle modélisation du GFDL suggère qu'un réchauffement de la haute troposphère supérieur à celui de la surface augmentera la stabilité de l'atmosphère et le mélange à la surface de l'océan. La combinaison de ces rétroactions négatives pourrait plus que compenser l'effet positif de TSM plus élevées sur l'intensité des ouragans. [124,140-144]

Les simulations du climat indiquent que le niveau de la mer s'élèvera à mesure que le climat se réchauffera, et continuera de le faire pendant des siècles après que le climat planétaire à la surface se soit stabilisé. Les estimations de récentes modélisations laissent croire à une élévation de 33 à 48 cm d'ici 2100, dont 60 % serait due à l'expansion thermique des océans. Bien que l'on ne pense pas que l'inlandsis du Groenland apporte une contribution majeure à l'élévation du niveau marin au cours du prochain siècle, la lente fonte subséquente pourrait entraîner une perte de 10 % de son volume sur le prochain millénaire, ce qui ajouterait 70 cm aux élévations dues à d'autres causes. Le ralentissement prédit du système de la circulation thermohaline pourrait aussi accentuer le taux d'élévation du niveau de la mer. Cependant, l'ampleur de cette élévation reste entachée de beaucoup d'incertitude, et les différences régionales sont importantes. Dans l'océan Arctique, par exemple, la montée du niveau de la mer devrait être significativement supérieure aux moyennes planétaires, à cause de l'apport d'eau douce moins dense; dans l'océan Austral, elle devrait être moindre, à cause du retard projeté du réchauffement dans cette région. [129-145-149]

5.0 TENDANCES DU CLIMAT

5.1 Paléoclimats

5.1.1 Le dernier million d'années

Bien qu'il semble que des facteurs géologiques autres que le CO_2 (comme la dérive des continents) qui aient souvent régi les variations planétaires du climat aux échelles de temps de l'ordre des millions d'années, tant les sédiments des océans tropicaux que les carottes de glace de l'Antarctique montrent une très forte concordance entre les changements de la température de l'air en Antarctique, de la température de l'océan profond tropical et des concentrations de CO_2 pendant au moins les 400 000 dernières années. Par contraste, les variations du volume des inlandsis polaires semblent avoir été en retard de plusieurs millénaires sur celles des températures et du CO_2. En outre, le début du réchauffement à la fin de la dernière glaciation ne semble pas concorder avec celui du forçage solaire. Ces indications suggèrent que les processus de déglaciation pourraient être liés aux changements des concentrations de CO_2 et de processus en jeu dans l'hémisphère Sud (plutôt qu'à des changements dans le forçage solaire et le volume de la glace). Il y a là une contradiction avec les théories courantes qui font des processus de l'hémisphère Nord les moteurs des cycles glaciation-interglaciation. Bien que les changements des concentrations de CO_2 et des processus océaniques aient pu être causés indirectement par des changements du forçage solaire, les mécanismes de ces liens ne sont pas bien compris. Des modèles de complexité intermédiaire du système Terre, comme le modèle des paléoclimats de McGill, sont devenus des outils importants pour examiner ces rétroactions et interactions du système Terre aux longues échelles de temps, et peuvent donc aider à étudier les complexités de ces liens entre les forçages et, par conséquent, à en accroître la compréhension. [150-157]

Une prise en compte inadéquate des effets d'un réchauffement régional accru dû aux rétroactions océaniques de l'hémisphère Nord a pu conduire à surestimer l'intensité à l'échelle planétaire de l'interglaciaire qui a débuté quelque 400 milliers d'année avant le présent (ka BP). Cependant, cet événement semble avoir été plus long et plus chaud que les interglaciaires suivants, et trop intense pour pouvoir être expliqué par le seul forçage solaire. Il existe aussi des indications que le niveau de la mer a monté à trois moments différents de l'interglaciaire, jusqu'à une vingtaine de mètres au-dessus du niveau actuel. Cet état de choses implique des épisodes distincts de rupture rapide des inlandsis, qui ont duré chacun de un à trois siècles, et ont à terme entraîné l'effondrement des inlandsis à la fois du Groenland et de l'Antarctique de l'Ouest, ainsi qu'une

certaine perte dans l'Antarctique de l'Est. Au cours du dernier interglaciaire (l'Éémien, environ 135 ka BP), d'importantes rétroactions de la végétation, une amplification de la rétroaction de la glace de mer et un ralentissement du système de la circulation océanique semblent tous être intervenus pour donner des températures moyennes légèrement plus élevées que celles du présent interglaciaire. Les rétroactions de la végétation ont pu à elles seules ajouter jusqu'à 7 °C au réchauffement estival sur les terres de l'hémisphère Nord. Une élévation plus modeste de 3 à 5 m du niveau de la mer survenue pendant l'Éémien semble avoir été due surtout à une réduction de l'inlandsis du Groenland, plutôt qu'à des changements dans celui de l'Antarctique. Bien que le présent interglaciaire puisse connaître des changements similaires, les modélisations suggèrent qu'il serait significativement différent des épisodes précédents. Même sans interférence humaine, il pourrait durer encore 50 000 ans, le prochain maximum glaciaire survenant dans environ 100 000 ans. Cependant, étant donné que l'interférence de l'homme avec le climat a altéré la dynamique des inlandsis, cette chronologie pourrait changer de façon spectaculaire. [158-164]

En combinant les indications des modèles et les paléodonnées, on peut maintenant penser que les températures des océans tropicaux au cours du Dernier maximum glaciaire (DMG) étaient, en moyenne, de quelque 2,5 à 3 °C plus basses qu'aujourd'hui, et accompagnées d'un renforcement du transport de vapeur d'eau vers l'ouest du Pacifique. Les températures de l'air sous les tropiques étaient alors d'environ 3,5 à 6,6 °C plus basses. Cette situation concorde avec une sensibilité du climat d'un réchauffement à l'équilibre de 3 °C en réponse à un doublement du CO_2. [153,165-167]

Des études utilisant des modèles du climat et les enregistrements de trous de sondage au Groenland indiquent que l'ampleur de quelque 21 événements de Dansgaard-Oeschger (épisodes chauds survenant brutalement) au cours du dernier glaciaire, déjà remarqués dans les enregistrements des carottes de glace et des sédiments de l'Atlantique Nord, a peut-être été sous-estimée. D'autres enregistrements, dont ceux de sédiments des océans tropicaux, fournissent des indications que ces événements seraient associés à des oscillations des fronts polaires, à des changements du système de la circulation thermohaline (et donc de la ventilation de l'océan profond) et à des décharges glaciaires et hydrologiques liées à la dynamique des inlandsis. L'événement du Dryas récent, il y a quelque 11 ka BP, par exemple, était peut-être lié à des rétroactions non linéaires entre le lac glaciaire Agassiz et l'inlandsis Laurentidien. Cependant, ces liens ne sont pas bien compris, et il n'est pas clair si les changements dans les océans tropicaux suivent ou précèdent ceux des latitudes élevées. [43,168-172]

Outre les événements de Dansgaard-Oeschger, les enregistrements des carottes de glace du Groenland et d'autres données suggèrent qu'il y a eu des cycles climatiques d'échelle planétaire de 1500 ans pendant au moins les 30 000 dernières années, dont le dernier a atteint un minimum pendant le Petit âge glaciaire qui a pris fin au XIX^{e} siècle. Cette cyclicité semble liée à des fluctuations de la circulation océanique, mais pourrait aussi être due à une résonance stochastique entre deux faibles mécanismes de forçage ou plus. On a proposé comme mécanismes possibles la variabilité du forçage solaire et les changements des forces tidales causés par la résonance dans les interactions Terre-Lune aux échelles de temps millénaires. Par ailleurs, il pourrait s'agir d'un artéfact des techniques d'analyse des carottes de glace causé par le repliement, et non pas d'une réelle oscillation climatique. [173-177]

5.1.2 L'Holocène

Les données issues des carottes de glace suggèrent que l'Antarctique a connu trois périodes plus chaudes (chacune culminant à un endroit différent de la région) au cours du présent interglaciaire, ou Holocène, et que des changements temporels de la couverture de glace de mer sur l'Atlantique Nord ont rendu les climats régionaux plus variables au début et à la fin de l'Holocène qu'au milieu de cette période. Les températures estivales élevées de la fin de l'Holocène, associées au comportement des températures régionales de la surface de l'océan, ont aussi été observées en Tasmanie. Par contraste, les modèles donnent à penser que l'activité générale de l'ENSO était moins intense au début et au milieu de l'Holocène qu'à la fin. [178-183]

Pour ce qui est de l'Amérique du Nord, au début de l'Holocène, les températures du sud de la Colombie-Britannique étaient d'environ 4 °C plus élevées qu'aujourd'hui, et la circulation atmosphérique dans l'Arctique semble avoir été plus intense. Dans l'est de l'Amérique du Nord, sous l'influence résiduelle de l'Inlandsis laurentidien, les étés ont été secs au début de l'Holocène, sont devenus humides avec des hivers plus secs au milieu de l'Holocène (à mesure que le mouvement des masses d'air atlantique sur l'est du Canada devenait plus stable) et de nouveau secs à la fin de l'Holocène (quand les masses d'air sec du Pacifique et froid de l'Arctique sont devenues dominantes). [184-186]

5.1.3 Le dernier millénaire

Dans certaines parties de l'hémisphère Nord, comme des régions de la Sibérie, le petit optimum médiéval (POM) d'il y a environ 1000 ans semble avoir été au moins aussi significatif que l'actuel réchauffement. Des évaluations récentes suggèrent cependant que le POM n'était pas de portée planétaire (bien que la rareté des données ne permette pas d'en être certain). Le Petit âge glaciaire (PAG) qui l'a suivi semble aussi avoir être plus complexe qu'on ne le pensait autrefois. Même si la plupart des régions du monde ont connu une période froide de type PAG significative à un moment quelconque entre le POM et l'époque actuelle, à la fois le moment de survenue et les caractéristiques de ces périodes froides varient d'une région à l'autre. Par exemple, au moment où les Caraïbes se sont refroidies (jusqu'à 2 ou 3 °C), d'autres régions se réchauffaient. Bien que les modélisations aient encore de la difficulté à simuler convenablement une telle variabilité climatique à long terme, elles donnent à penser que, jusqu'en 1850, les forçages solaire et volcanique peuvent en expliquer entre 41 et 64 %, le reste étant semblable à la variabilité naturelle interne simulée par les modèles. Cependant, le XX^{e} siècle, et en particulier ses 50 dernières années, est la période la plus chaude du millénaire et donc difficile à expliquer sur la base de la variabilité naturelle, qu'elle soit due à un forçage extérieur ou intrinsèque au système climatique. [187-192]

Le POM et le PAG semblent aussi avoir eu des effets significatifs sur l'hydrologie à l'échelle régionale. L'est de l'Afrique, par exemple, était sec pendant le POM et à prédominance humide pendant le PAG. Cependant, celui-ci a été entrecoupé de plusieurs courtes périodes sèches, qui ont été plus intenses que toutes celles du dernier siècle. De

même, un certain nombre de sécheresses de la plus grande partie de l'Amérique du Nord survenues au cours des derniers siècles, et possiblement liées à l'Oscillation décennale du Pacifique, semblent avoir été plus graves qu'aucune de celles du XX^{e} siècle. De telles graves sécheresses pourraient donc se reproduire dans les décennies à venir, et ce uniquement en raison de la variabilité naturelle. Lorsqu'on les ajoute aux risques connexes découlant du changement climatique, les sécheresses pourraient avoir, aux échelles locales, des implications beaucoup plus sérieuses pour les sociétés que les changements des températures. [193-195]

5.2 Le climat du dernier siècle

5.2.1 Température

Les enregistrements des observations en surface laissent penser qu'il y a eu dans l'hémisphère Nord un réchauffement d'environ 0,5 °C dans les 50 dernières années. Une grande partie du réchauffement planétaire en surface s'est produite sur une petite fraction de l'hémisphère, surtout les régions d'anticyclones de Sibérie et du nord-ouest de l'Amérique du Nord. Certaines régions, comme la partie de l'Arctique composée des eaux du nord de l'Atlantique, se sont refroidies. Les sources de données substitutives, comme les données sur les isotopes issues des carottes de glace, des coraux océaniques, des trous de forage, du pollen et des assemblages d'algues dans les sédiments lacustres, peuvent aider à reconstruire les régimes des températures pour des périodes antérieures aux registres instrumentaux ou pour des régions où ces enregistrements sont rares. Par exemple, les reconstructions des températures à partir de données recueillies à quelque 600 trous de forage du monde entier suggèrent que les enregistrements observationnels ont pu en fait sous-estimer l'étendue du réchauffement sur les terres au cours des 150 dernières années et que le XX^{e} siècle a été le plus chaud depuis au moins 500 ans. Les mesures satellitaires des températures de la surface de la mer indiquent que, depuis 1982, le réchauffement de la surface de l'océan a été beaucoup moins marqué, soit 0,05 °C par décennie, quoique les TSM sous les tropiques aient monté d'une valeur beaucoup plus spectaculaire, soit 0,5 °C/décennie. Dans le sud du Canada, l'élévation des températures en surface s'est située entre 0,5 et 1,5 °C au cours du dernier siècle (le réchauffement étant maximal dans l'ouest, ainsi qu'en hiver et au printemps), et l'amplitude quotidienne de la température (AQT) a considérablement diminué. Ces changements concordent généralement avec ceux projetés pour le forçage des gaz à effet de serre, mais montrent aussi des écarts significatifs. [196-203]

Dans l'atmosphère, ce sont les données de radiosondage qui constituent la source première d'enregistrements de longue durée. Les récentes améliorations des analyses de ces données suggèrent une tendance au réchauffement de 0,10 °C/décennie depuis 1958 (qui est ramenée à 0,07 °C/décennie quand on fait des ajustements pour tenir compte des effets de l'ENSO) pour l'ensemble de la troposphère. Tant les températures de la basse troposphère que celles de la surface ont monté en moyenne de 0,12 °C/décennie au cours de cette période. Cependant, les tendances sont sensibles aux méthodes d'analyse, et les écarts peuvent atteindre 0,1 °C/décennie (selon les stations de radiosondage qui ont été retenues pour l'analyse). De plus, l'analyse des données est très sensible aux ajustements apportés pour corriger les changements systématiques des instruments et des pratiques d'observation. Ces vitesses de réchauffement ne sont pas très différentes des tendances en surface corrigées. [204-205]

De nombreuses études récentes ont aussi comparé ces enregistrements de radiosondage avec les données d'observation en surface, les données MSU satellitaires, et les résultats des réanalyses du NCEP et de l'ERA pour les 20 dernières années. Les mesures en surface indiquent qu'il y a eu un réchauffement significatif à la surface, amplifié dans les régions polaires nordiques, au cours de la période. Une récente réanalyse des données de sondage hyperfréquences par satellite suggère aussi un réchauffement significatif du milieu de la troposphère, de l'ordre de 0,13 °C/décennie. La plupart des études des données satellitaires laissent cependant penser que les taux de réchauffement sont beaucoup plus bas, voire qu'il y a eu un léger refroidissement, dans la basse troposphère depuis 1979, et un refroidissement accru dans les régions extratropicales de la haute troposphère et de la basse stratosphère. Les différences entre les tendances des températures en surface et celles de la basse atmosphère observées depuis 20 ans sont particulièrement marquées sous les tropiques et dans les régions pauvres en données, mais disparaissent quand on compare les observations en surface et les radiosondages sur la période plus longue des 40 dernières années. Bien que les erreurs systématiques et analytiques inhérentes à chacun des enregistrements entraînent des incertitudes considérables dans les tendances estimatives, et puissent donc expliquer certaines des différences, les experts s'entendent pour dire qu'une grande partie des différences récentes est réelle. Des changements temporaires

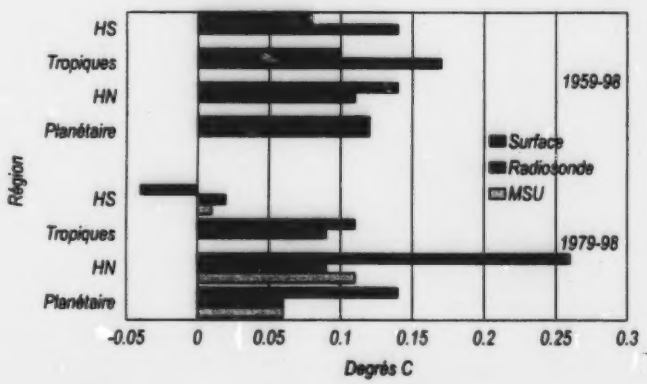

Figure 5. Comparaison des tendances des températures tirées des données en surface, des données de radiosondage et des données MSU satellitaires, pour l'hémisphère Sud, l'hémisphère Nord, les tropiques et l'ensemble de la planète. Alors que les tendances des données en surface concordent raisonnablement bien avec les tendances issues des radiosondages dans la basse atmosphère (850-300 mb) pour la totalité de l'enregistrement, on note des différences significatives pour les deux dernières décennies. Adapté d'Angell (2000). [206]

d'échelle planétaire dans la structure verticale de l'atmosphère ainsi que dans les processus d'échelle régionale, peut-être liés à des phénomènes tels que l'appauvrissement de l'ozone, le comportement de l'ENSO et de l'ONA, et les éruptions volcaniques, semblent être des facteurs de cette situation. [206-217]

L'on a des indications de changements significatifs dans la haute atmosphère, et dans les océans. La thermosphère, par exemple, a connu dans les 20 dernières années une baisse de densité de 9,8 % (c.-à-d. qu'elle s'est refroidie), qui devrait s'accélérer à mesure que l'effet de serre atmosphérique continue de se renforcer. En même temps, les couches de l'océan situées entre la surface et 3000 m de profondeur se sont réchauffées de quelque 0,06 °C depuis 50 ans, ce qui représente une augmentation significative du stockage thermique. Environ la moitié de ce réchauffement survient dans les 300 premiers mètres. [218-219]

5.2.2 Attribution des changements de la température à des causes

Il reste difficile d'attribuer à des causes particulières les tendances observées au cours du dernier siècle dans les températures planétaires et autres variables climatiques. L'importance de cette variabilité a été récemment renforcée par des données coralliennes du Pacifique Sud, qui suggèrent l'existence d'une forte variabilité régionale d'échelle décennale des TSM, semblable à celle déjà signalée pour le Pacifique Nord. Cependant, cette variabilité ne peut pas facilement expliquer l'ampleur des tendances récentes, puisque nombre d'entre elles sont uniques depuis au moins 1000 ans. C'est pourquoi il est presque certain que les forçages externes en ont été des facteurs. Cette conclusion est étayée par divers tests statistiques effectués à l'aide de simulations de modèles, qui donnent à penser que jusqu'à 80 % des variations pluridécennales et des tendances des observations peuvent être expliquées quand on inclut dans les simulations les forçages humains et naturels, ainsi que la variabilité naturelle interne à long terme. Dans ces simulations, la composante anthropique est particulièrement forte dans le réchauffement des dernières décennies, alors que les forces naturelles poussent le climat vers un refroidissement. De plus, l'on a des indications d'une accélération du réchauffement au cours des dernières années, ce qui concorde avec un renforcement du forçage anthropique. Les changements des régimes des températures observés ces récentes décennies dans les eaux intermédiaires de l'océan Austral, et ceux du contenu thermique de l'océan planétaire, sont eux aussi semblables à ce que prédisent les modèles simulant les forçages anthropiques. Il est cependant difficile de faire la distinction entre les rôles relatifs des gaz à effet de serre, des aérosols et de l'appauvrissement de l'ozone dans l'ensemble du signal humain. En outre, le signal humain net était plus faible et donc moins évident dans les premières périodes pluridécennales du dernier siècle, et reste difficile à discerner, aux échelles décennales, du bruit de fond de la variabilité naturelle à long terme du système climatique. Par exemple, la hausse des températures planétaires observée entre 1925 et 1944 a pu être causée par les effets combinés des augmentations des concentrations de gaz à effet de serre et d'anomalies naturelles inhabituellement importantes dans le système atmosphère-océan, peut-être liées à une oscillation naturelle pluridécennale du climat de l'Atlantique Nord. Par contraste, la hausse subséquente des températures du Pacifique tropical enregistrée entre 1945 et 1993 semble liée en premier lieu à des changements dans la circulation océanique, plutôt qu'à un forçage radiatif atmosphérique direct. [107,127,187,188,220-236]

Les modèles du climat suggèrent que les effets directs du forçage anthropique peuvent également induire des changements de l'amplitude quotidienne de la température (AQT). Toutefois, les changements de l'AQT observés au cours du dernier siècle peuvent aussi s'expliquer par des changements du comportement physiologique des végétaux (et donc être possiblement un effet indirect du changement climatique). [87]

5.2.3 Cycle hydrologique

L'on a de plus en plus d'indications que les concentrations de vapeur d'eau augmentent, tant dans la basse troposphère que dans la basse stratosphère de l'hémisphère Nord. Dans le premier cas, la situation peut être due à un accroissement du flux d'humidité provenant de la haute troposphère à l'automne. Sur les grandes masses océaniques, les changements de la teneur en humidité de la troposphère semblent étroitement liés à des changements de la TSM et des températures de l'air dans la basse troposphère (ce qui concorde avec un gradient adiabatique humide). En surface, l'humidité relative augmente au-dessus des États-Unis, mais diminue au-dessus de la Chine (surtout dans le nord-est). [237-242]

Au-dessus du Canada, les précipitations annuelles ont augmenté de 5 à 35 % au cours du dernier siècle, en raison surtout d'un accroissement de la fréquence des épisodes de précipitations intermédiaires à intenses. Ces augmentations sont le plus élevées en hiver, d'où une tendance à un plus grand pourcentage de précipitations sous forme de neige. Des climats plus chauds ont toutefois une couverture de neige réduite au printemps. Quoique ces tendances concordent dans l'ensemble avec les projections des modèles forcés par les interférences de l'homme avec le système climatique, certains des changements décennaux semblent liés à des fluctuations de l'ONA et de la téléconnexion PAN. [97,203,243-244]

Dans la région arctique circumpolaire, les précipitations ont aussi marqué une augmentation substantielle. Ces hausses, combinées à des modifications des conditions de fonte, ont en retour influé sur la dynamique des inlandsis. Pour le Groenland, des études utilisant des modèles simples du climat suggèrent que l'inlandsis a été en quasi-équilibre durant la plus grande partie du dernier siècle. Toutefois, depuis 1994, les mesures indiquent que le bilan glaciaire net est resté proche de zéro au-dessus de 2000 m d'altitude, mais a baissé en dessous de ce niveau. Cette déperdition de glace ajoute actuellement quelque 0,13 mm/an à l'élévation planétaire du niveau marin (soit 7 % de l'élévation observée). Le glacier Columbia, dans le sud de l'Alaska, a aussi connu une accélération de l'écoulement et une réduction de longueur de 20 % depuis 1975. En Antarctique, l'augmentation de la formation de mares de fonte en surface a été un important facteur de la rupture des plates-formes le long de la péninsule Antarctique, la plate-forme Larsen C et le nord de la côte de l'Antarctique de l'Est étant les plus affectés. [145,245-248]

5.2.4 Extrêmes

On a constaté un renforcement des extrêmes des précipitations et de quelques variables de la température dans de nombreuses régions du

monde au cours des dernières décennies, et les conditions El Niño sont devenues plus fréquentes. Les tempêtes de l'hémisphère Sud au sud du 30e parallèle semblent aussi avoir été plus fréquentes depuis 1958. On n'a toutefois pas d'indication d'une augmentation planétaire de l'occurrence des tempêtes ou de la fréquence des sécheresses. En outre, les changements observés dans les extrêmes sont très variables dans le temps et dans l'espace, et font souvent intervenir des variables climatiques multiples qui n'ont pas été bien surveillées ou comprises. La fréquence des tempêtes de grêle, par exemple, a augmenté dans certaines régions des États-Unis et diminué dans d'autres. De même, les moyennes mensuelles des vitesses de vent aux États-Unis ont augmenté en été et en automne, mais diminué en février et mai. Sur une échelle plus vaste, certains de ces changements concordent avec les projections faites par les modèles pour un climat plus chaud. Ces changements dans les extrêmes climatiques peuvent entraîner d'importantes modifications de l'écologie, et semblent avoir déjà induit des migrations dans les aires de répartition d'espèces sauvages végétales et animales. [140,143,250-255]

Alors que les enregistrements des tempêtes tropicales qui ont touché tous les océans depuis 1966 ne montrent pas de tendance d'échelle planétaire, ils révèlent un lien surprenant avec les régimes de l'ONA, et donc les climats des hautes latitudes. Cette situation semble due au moins en partie à l'influence de l'ONA sur le comportement des alizés des basses latitudes, et par conséquent sur la fréquence des ouragans intenses. La fréquence des ouragans intenses a été élevée au milieu du siècle et dans la dernière décennie, et basse entre les deux. Même si, aux États-Unis, les pertes économiques dues aux ouragans et à d'autres extrêmes ont considérablement augmenté, la plus grande partie de cette augmentation semble liée à des facteurs

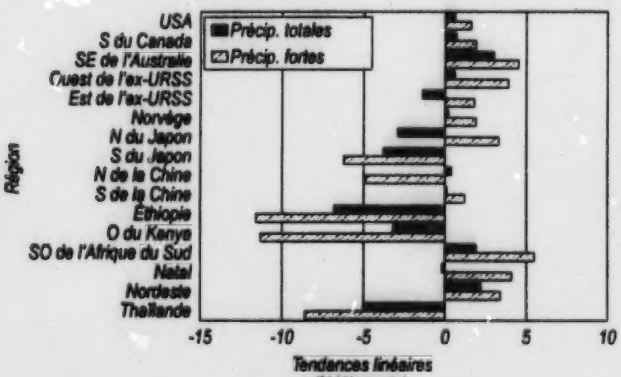

Figure 6. Tendances des précipitations totales et de la fréquence des épisodes de fortes précipitations pour diverses régions du monde. En général, les changements de la fréquence des fortes précipitations étaient du même signe mais plus prononcés que les changements des précipitations totales. Adapté d'Easterling et al. (2000). [231]

démographiques plutôt qu'à un accroissement de l'intensité des événements climatiques qui les causent. Il y a malgré tout des indications d'un lien entre les dommages dus aux inondations aux États-Unis et une tendance à la hausse, sur le plan national, de la fréquence des jours avec précipitations et des épisodes de deux jours de fortes précipitations. [256-260]

Les oscillations pluridécennales des régimes de la pression atmosphérique dans les régions polaires et sur l'Atlantique Nord, comme celles qui sont liées à l'ONA et à l'Oscillation arctique, et donc les oscillations des climats et niveaux de la mer régionaux, semblent liées à des rétroactions complexes entre ces oscillations, des modifications connexes des régimes des vents, et des changements dans le système de circulation thermohaline de l'Atlantique. L'intensité de cette dernière a baissé depuis une dizaine d'années, en grande partie à cause des faibles taux de plongée actuels des eaux de la mer du Labrador. Il existe des liens similaires dans la variabilité atmosphère-océan sur d'autres océans. Les changements des régimes de pression sur le centre du Pacifique Nord, par exemple, semblent liés aux variations pluridécennales des intensités des courants dans le Pacifique, au comportement des épisodes El Niño – La Niña, et aux climats régionaux. Il peut aussi y avoir des connexions entre les variations du Pacifique et des fluctuations à long terme des climats de l'ouest de l'océan Indien. Certains auteurs avancent que le moteur premier de nombre de ces changements pourrait être l'Oscillation australe. Les enregistrements coralliens du Pacifique tropical indiquent que ce comportement oscillatoire peut changer dans le temps, à mesure que changent les climats de fond. Les relations entre l'état du climat de fond et la variabilité climatique à long terme sont cependant mal comprises, en raison de la complexité des rétroactions en jeu. Les modèles du climat devront pouvoir reproduire à la fois les changements des états des climats de fond et les fluctuations interreliées, pour pouvoir projeter avec confiance les changements temporels et régionaux du climat. [196,224,259-265]

Dans l'océan Arctique, la glace de mer a diminué de 14 % en extension et de 40 % en épaisseur dans les dernières décennies. Bien qu'une grande partie de ces baisses puisse être due à des changements de l'ONA et de l'OA, ces facteurs ne semblent pas suffisants pour expliquer en totalité l'ampleur du changement observé. Par contraste, depuis 1987, les tendances des conditions de la glace de mer autour de l'Antarctique, bien que variables d'une région à l'autre, montrent un accroissement de l'extension, mais avec davantage d'eau libre à l'intérieur de la banquise. Cet état de choses concorde avec un allongement des saisons de glace et une augmentation de la dérive vers les latitudes plus basses, induits par des changements de la circulation atmosphérique. [268-274]

L'analyse de divers lacs de l'hémisphère Nord suggère que les saisons de glace ont en moyenne raccourci d'environ 12 jours au cours du dernier siècle, en raison à la fois d'un englacement tardif et d'un déglacement hâtif. Cependant, pour les lacs de certaines régions, comme l'Arctique russe, on note un changement minime dans le moment du déglacement (même si la fonte printanière commence plus tôt) et une avancée de la prise des glaces, ce qui en allonge la saison. [275-276]

5.2.5 Tendances biologiques

Il y a encore des indications que les diverses espèces biologiques terrestres répondent, de façon non linéaire, aux changements de leur environnement climatique. En Alaska, par exemple, il y a eu une baisse du taux de croissance, et donc de l'absorption de carbone, des écosystèmes d'épinette blanche au cours des 90 dernières années, apparemment à cause du stress de sécheresse. Cette baisse du taux de croissance a plus qu'annulé les effets positifs qu'aurait pu avoir l'allongement des saisons de croissance. En même temps, deux siècles de perturbations anthropiques dans une grande partie des forêts boréales d'Amérique du Nord ont contribué à une transition généralisée de paysages de conifères à des paysages de feuillus, avec un impact sur diverses variables climatiques. En Europe, un réseau d'observations indique que les saisons de croissance se sont allongées de 11 jours depuis 1951, que nombre d'espèces de papillons ont étendu leur aire de répartition vers le nord et apparaissent plus tôt, et que, en Norvège, la population de cincles plongeurs a augmenté. Sous les tropiques, les populations de nombre d'espèces d'amphibiens ont diminué ou se sont effondrées. [277-281]

Dans les océans aussi, les habitats et la répartition des espèces sont en train de changer. Les changements d'indicateurs multi-espèces dans le Pacifique Nord, par exemple, montrent une bonne corrélation avec les oscillations régionales des circulations atmosphérique et océanique, ainsi qu'une importante saute de régime du climat régional en 1977 et de nouveau en 1989. Dans la mer du Nord, le déclin des populations de morue peut être lié aux élévations régionales de la température de l'eau. Dans les océans tropicaux, l'épisode ENSO de 1998 a infligé d'importants dommages aux récifs de coraux, qui semblent mourir lorsqu'ils sont exposés à de longues périodes de températures élevées. Bien que l'on ait des indications que certaines espèces coralliennes peuvent s'adapter et se rétablir de ces dommages très rapidement, il semble peu probable que cette capacité d'adaptation suffise face aux taux projetés de réchauffement. [282-285]

6.0 IMPACTS

Pour bien comprendre les impacts écologiques et sociaux de l'augmentation des concentrations de CO_2 et du changement climatique, il faut prendre en compte les effets interactifs des réponses physiques et chimiques des systèmes naturels, les impacts et stress concomitants d'un nouveau comportement social sur ces systèmes, et la vulnérabilité des systèmes sociaux au changement. Cet état de choses exige une collaboration entre les spécialistes des sciences physiques et des sciences sociales, et l'intégration dans les modèles couplés de scénarios physiques et sociaux permettant de reproduire les rétroactions dynamiques entre ces systèmes. Ces recherches doivent aussi tenter de trouver des façons de ramener les sorties des projections des modèles à l'échelle, plus petite, où elles sont le plus pertinentes aux systèmes affectés. Des approches de réduction d'échelle multiple qui utilisent divers types de modèles du climat régional, des générateurs de données météorologiques et autres techniques, chacune avec ses avantages et ses inconvénients, peuvent constituer la meilleure méthode pour relever ce défi. [286-288]

6.1 Effets de la fertilisation par le CO_2

Les changements observés et prévus des concentrations atmosphériques de CO_2 représentent une modification de l'« alimentation » des végétaux qui n'a pas été connue depuis plus de 500 000 ans, et qui peut ne le céder en importance qu'au changement d'utilisation des terres pour ce qui est de régir le comportement futur des écosystèmes. Les observations montrent que, dans des écosystèmes à espèces multiples, les réponses de la succession et d'autres processus écologiques à l'enrichissement en CO_2 varient selon l'espèce et la disponibilité de la lumière. Avec le temps, ces réponses différenciées influeront sur les processus écologiques, la composition et, à terme, la diversité biologique des écosystèmes. Chez la plupart des espèces, on constate une augmentation de la photosynthèse et une baisse des concentrations d'azote (et donc de la valeur nutritive) dans des concentrations de CO_2 plus élevées. On observe souvent une augmentation de l'accumulation de biomasse et de stockage du carbone dans le sol. Par exemple, des prairies mixtes situées sur des gradients de CO_2 à proximité de sources naturelles de CO_2 en Nouvelle-Zélande montrent un accroissement du stockage du carbone et de l'azote dans le sol dans les conditions d'enrichissement en CO_2. La durabilité de cette accumulation de biomasse et de sa contribution à une augmentation du stockage du carbone dans l'écosystème reste cependant incertaine. La réponse est par ailleurs sensible à d'autres facteurs environnementaux. Chez des arbustes vivaces dans un écosystème aride, par exemple, une augmentation de 50 % des concentrations de CO_2 entraînait un doublement de la croissance pendant une année de forte pluviosité, mais n'avait pas d'effet pendant une année sèche. Les études destinées à lever ces incertitudes devront mieux observer les processus de rétroaction en jeu et développer des modèles pleinement couplés qui prennent en compte les rétroactions non linéaires complexes des écosystèmes réels. [289-292]

La réponse biologique aux effets directs de l'enrichissement en CO_2 influe aussi sur le bilan radiatif local et fait baisser l'évapotranspiration dans l'écosystème, mais ces effets varient d'une région à l'autre. C'est ainsi que, contrairement à ce qu'on pense généralement, cet effet peut induire une augmentation nette de l'aridité. En Amazonie, par exemple, les modélisations suggèrent que les effets directs d'un doublement du CO_2, combinés aux effets similaires du déboisement dans la région, pourraient faire monter les températures régionales d'environ 3,5 °C et baisser les précipitations de 0,4 mm/jour. Quand on y ajoute les effets du changement climatique planétaire, des études similaires suggèrent une augmentation semblable, en moyenne, de l'approvisionnement en eau et de l'humidité du sol dans la plupart des régions des latitudes moyennes à élevées, mais des baisses dans les régions tropicales. [91,293]

6.2 Ressources en eau

À l'heure actuelle, plus de la moitié de la population de la planète vit déjà dans des régions où les ressources en eau se font rares. Les experts suggèrent que cette situation sera significativement exacerbée par les augmentations futures de la demande en eau et par l'impact des changements d'utilisation des terres, des programmes de gestion de l'eau et d'autres activités humaines sur les caractéristiques du ruissellement et de l'approvisionnement en eau. Dans certaines régions, le changement climatique ajoutera beaucoup à ces stress, et à la dégradation de la qualité de l'eau qui s'ensuit. Dans le bassin des Grands Lacs, par exemple, la réponse modélisée des niveaux d'eau et des régimes de ruissellement (bien que sensible au scénario climatique utilisé) suggère une réduction significative des ressources en eau. La ville de New York pourrait aussi connaître une importante réduction de son système d'approvisionnement en eau. Des préoccupations similaires naissent des réponses de l'hydrologie au changement climatique dans le bassin du Columbia, où l'on projette un accroissement des conflits entre les utilisateurs des ressources en eau en raison de la baisse des débits en été. De même, pour la Grèce, on projette des réductions significatives du ruissellement, ce qui implique des risques de sécheresse. En Chine, des pénuries d'eau accrues, qui pourraient toucher jusqu'à 10 % du pays en 2030, pourraient causer d'importantes pertes économiques. Il faudra disposer de meilleurs programmes de gestion des ressources en eau pour faire face à la fois aux impacts de la variabilité et du changement climatiques à long terme et aux changements concomitants des facteurs démographiques. De plus, en particulier à cause de l'incertitude qui entache les projections du changement climatique à l'échelle régionale, ces programmes devraient se concentrer sur la tolérance des populations et des écosystèmes locaux aux seuils d'extrêmes, plutôt que sur les changements des conditions médianes annuelles. [294-305]

6.3 Phénomènes extrêmes

Les risques de surprises climatiques, comme les extrêmes météorologiques, sont régis par un certain nombre de facteurs qui les rendent difficiles à prédire. Certains, en fait, sont par essence impossibles à prévoir, puisque les générations actuelles ne les ont peut-être jamais connus. En outre, nombre de surprises météorologiques, comme celles liées au comportement de l'ENSO, découlent de changements subtils, à petite échelle, des gradients de température; leurs réponses au changement climatique sont donc encore difficiles à prédire avec les outils disponibles. D'autres, par contre, peuvent être prédites plus facilement, ou étudiées à l'aide de données historiques, de modèles du climat et d'autres outils analytiques. Des études suggèrent, par exemple, que des changements dans la thermodynamique de l'océan en réaction au réchauffement planétaire pourraient repousser vers le pôle les trajectoires dominantes des cyclones tropicaux de l'hémisphère Sud. Le défi pour le milieu de la recherche est de fournir aux décideurs et autres publics des informations non biaisées sur les liens entre le temps violent et le changement climatique. [306-309]

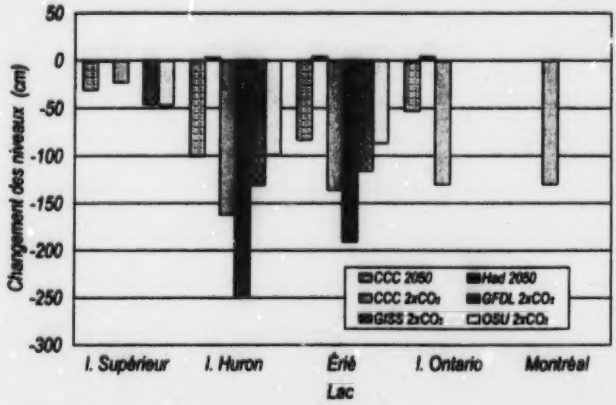

Figure 7. Changements projetés des niveaux d'eau dans les Grands Lacs et à Montréal (Saint-Laurent) pour divers scénarios de changement climatique. Le CCC 2050 et le Had 2050 sont deux scénarios de projections aux états transitoires pour 2050, les autres scénarios concernant la réponse à l'équilibre à un doublement du CO_2 (valable pour plusieurs décennies après le doublement réel, soit environ entre 2070 et 2100). D'après Mortsch et al. (2000). [294]

6.4 Écosystèmes naturels

De nombreuses espèces végétales pourront s'adapter aux vitesses projetées du changement climatique, mais de nombreuses autres ne le pourront pas. Ce sont les espèces envahissantes à forte capacité de dispersion qui s'adapteront le plus vite, ce qui entraînera souvent une domination accrue des paysages par les mauvaises herbes à croissance rapide. D'autres, au contraire, seront peut-être vouées à l'extinction. Les taux de pertes d'habitat et d'extinction seront probablement le plus marqués aux latitudes supérieures et en montagne, et dans les régions où les espèces sont isolées, où leur migration est rendue impossible par la présence de grands plans d'eau, ou bien où elles subissent le stress d'autres influences humaines. [310]

Dans l'Arctique, le climat plus chaud stimulera l'émergence de nouvelles communautés végétales (sur des échelles de temps centennales) et une augmentation de l'accumulation de biomasse, surtout sous la forme d'arbustes. Par contre, le pergélisol et la végétation de toundra sont fortement régis par des influences locales et répondront aux changements climatiques par le biais de processus non linéaires et discontinus mal compris. Cette réponse est donc encore difficile à prédire. [311-312]

La sensibilité des écosystèmes forestiers au changement climatique dépend de leur phénologie, les forêts boréales étant le plus sensibles aux changements de la température et de la fréquence des gelées graves, les forêts tempérées surtout à ceux de la température, et les forêts de conifères des basses latitudes à ceux de l'humidité. Dans les forêts boréales du Canada, les effets des changements de la température et de la fréquence des gelées influent sur les risques et les régimes des infestations d'insectes et des incendies, qui jouent un rôle primordial dans la réponse des forêts.

devenir plus présents au détriment des érables, des hêtres et des bouleaux. Cependant, un accroissement du nombre d'épisodes de précipitations et de vents extrêmes pourrait aussi faire augmenter les perturbations. De plus, les changements des températures et des précipitations, outre leur impact direct sur la physiologie des plantes, peuvent aussi avoir divers effets sur les processus des cycles biogéochimiques au sein des écosystèmes forestiers, qui pourraient induire des réponses indirectes extrêmement complexes souvent laissées de côté dans les études d'impact. [313-316]

La vulnérabilité des milieux humides aux changements du climat dépend de leur place dans le paysage hydrologique, les plus sensibles étant ceux qui sont essentiellement alimentés par les précipitations. Les impacts pourraient aller d'une altération de la structure des communautés à des changements des fonctions écologiques, et prendre la forme aussi bien d'une disparition que d'un rétablissement. Dans les régions boréales, en plus de ces impacts directs, des changements des régimes de ruissellement modifieront l'influx de carbone organique dans les lacs et donc, indirectement, les écosystèmes lacustres, en changeant la pénétration de rayonnement ultraviolet nocif. [317-319]

Le réchauffement des climats devrait altérer significativement la répartition et le comportement des insectes, des animaux et des oiseaux sur toute la planète. Par exemple, en Grande-Bretagne, l'apparition de la majorité des espèces de papillons devrait avancer chaque année de plusieurs jours pour chaque degré de réchauffement, et la population de l'oiseau national de la Norvège (le cincle plongeur) devrait augmenter substantiellement. Chez d'autres espèces, comme les mammifères du nord de l'Europe et les amphibiens des tropiques, les populations peuvent baisser significativement, et les interactions entre espèces seraient aussi modifiées. Cependant, les experts indiquent que ces réponses des espèces font aussi intervenir des interactions complexes entre l'évolution des habitats, les régimes de reproduction, la présence de prédateurs et de nourriture, facteurs dont peu ont été adéquatement pris en compte dans les études sur les réponses. [279-281,320]

En même temps, la réponse chimique à une augmentation des concentrations de CO_2 dans les eaux des océans tropicaux peut entraîner une baisse significative des taux de calcification des communautés coralliennes. [321]

6.5 Agriculture

De nouvelles études laissent croire que, dans l'est des États-Unis, des changements modérés du climat, surtout s'ils sont accompagnés d'un accroissement des précipitations, feront probablement monter la production des cultures. Même si une élévation plus marquée des températures sans augmentation concomitante des précipitations aurait des impacts surtout négatifs, ceux-ci pourraient être compensés, au moins partiellement, par les effets directs de la fertilisation par le CO_2. Des expériences menées sur la production de riz en Inde montrent des effets compensateurs semblables pour les élévations de la température (qui entraînent une baisse du rendement) et pour celles des précipitations et des effets directs du CO_2 (qui le font monter). Ces études ne prennent cependant en compte ni les changements de la variabilité du climat, ni ceux de l'utilisation des terres, non plus que l'influence du changement climatique sur la distribution de l'intensité des flambées de diverses maladies des végétaux. En effet, ces impacts sont encore difficiles à évaluer sur une base planétaire. C'est pourquoi, étant donné l'importance de la variabilité et les fortes incertitudes qui entachent les projections modélisées des climats futurs à ces échelles régionales, il reste difficile d'évaluer avec confiance les impacts cumulés sur les écosystèmes agricoles, ou de prescrire des stratégies d'adaptation appropriées (p. ex., l'irrigation). Il pourrait être préférable d'identifier les seuils critiques de tolérance et d'évaluer les risques de les dépasser que projettent les modèles. [322-327]

6.6 Infrastructure sociale et santé

Les impacts économiques planétaires peuvent certes être modestes au cours du prochain siècle, mais ils varieront significativement d'un pays et d'une région à l'autre. Des études menées pour la côte est des États-Unis montrent aussi qu'il y aura dans chaque pays ou région des gagnants et des perdants. Alors qu'un climat plus chaud et plus humide, par exemple, pourrait être avantageux pour les écosystèmes de l'intérieur, il pourrait entraîner pour les écosystèmes et structures côtiers des risques dus à l'élévation du niveau marin, au rétrécissement des milieux humides et à l'augmentation de l'érosion et de l'inondation des côtes par les ondes de tempête. Ces dangers se trouvent accrus par les tendances démographiques qui augmentent la densité de population dans ces régions vulnérables, et par l'absence d'une infrastructure sociale qui permette de faire face aux catastrophes dans les pays pauvres. [302,328-330]

On peut s'attendre à ce que, dans le monde entier, les vagues de chaleur sur les régions terrestres deviennent plus fréquentes et plus intenses. En République tchèque, par exemple, la fréquence des jours de chaleur tropicale pourrait quintupler. Des études canadiennes suggèrent que les gens âgés et les démunis seront particulièrement vulnérables au stress lié à la chaleur; pour les seconds, cette situation sera due au manque d'un revenu suffisant pour se procurer un soulagement adéquat. Même si l'on continue de se préoccuper de l'effet du réchauffement sur la propagation de maladies sensibles à la température, comme le paludisme, des études récentes suggèrent que les changements concomitants d'autres variables climatiques, en particulier les précipitations et l'humidité, pourraient atténuer cet effet. En outre, les études de ce genre ont mal pris en compte le rôle des infrastructures sanitaires dans la détermination des risques. En même temps, les effets combinés des substances destructrices de l'ozone et du changement climatique sur la couche d'ozone stratosphérique vont probablement entraîner une hausse significative de l'exposition moyenne au rayonnement UV d'ici 2010 à 2020, surtout dans l'hémisphère Sud et dans l'Arctique, puis une baisse dans les décennies suivantes. [331-336]

7.0 Politiques

7.1 Le débat science-politiques

Certains scientifiques avancent qu'on n'a pas de preuves que le changement climatique soit déjà amorcé. D'autres font remarquer que l'utilisation de modèles informatiques dans le processus scientifique a ajouté un nouveau type d'incertitude à une science qui n'est pas encore bien comprise par les chercheurs, que les données scientifiques elles-mêmes sont encore marquées de trop d'incertitude pour qu'il soit impératif d'agir dès maintenant, et que les risques du changement climatique ont été grandement exagérés. Qui plus est, disent-ils, les mesures qu'on prendrait pour réduire les émissions de gaz à effet de serre ne ralentiront que peu le réchauffement prévu d'ici 2100, et doivent être justifiées par des motifs autres que les dangers du changement climatique, comme la conservation de l'énergie et l'assainissement de l'air. Malgré ces points de vue sceptiques, la plupart des experts considèrent les risques du changement climatique comme un grave problème qui exige d'agir dès maintenant. Ils font remarquer que les demandes irréalistes de preuves du changement climatique témoignent d'une méconnaissance significative de l'incertitude et de la gestion du risque, et avancent que l'incertitude scientifique a autant de chances de sous-estimer les risques que de les surestimer; cet état de choses devrait donc inciter à agir davantage, plutôt que moins. Ils soulignent aussi que la communauté scientifique (y compris le GIEC), en collaboration avec des spécialistes des sciences sociales et de la philosophie de la science, devra faire connaître les divers types d'incertitude scientifique impliqués en termes plus compréhensibles et évocateurs pour les profanes. [337-345]

Plusieurs chercheurs ont récemment réitéré qu'il y avait de sérieux biais dans le concept de « potentiel de réchauffement du globe » actuellement utilisé pour comparer les effets de forçage climatique des divers gaz à effet de serre. D'autres par contre font remarquer que ces biais sont bien compris, et qu'un outil de ce type est essentiel pour effectuer des comparaisons entre gaz à effet de serre en vue d'élaborer des portefeuilles nationaux efficaces et efficients d'actions visant à réduire les émissions aux termes de la CCCC et du Protocole de Kyoto. [346-351]

Selon des études récentes, les analyses coûts-avantages, couramment utilisées pour évaluer le besoin d'agir, sont sérieusement biaisées par des hypothèses subjectives qui ont souvent tendance à minimiser la nécessité d'une réponse. Les coûts des impacts, par exemple, sont souvent basés sur les conséquences physiques du changement climatique, sans que soient prises en compte les dimensions sociales, et ne reflètent donc pas les réalités sociales. En outre, ces analyses ne prennent pas non plus en considération les importants coûts des surprises, comme des ralentissements brutaux du système de circulation thermohaline dans l'Atlantique et leurs impacts sur l'Europe. Elles ne sont donc peut-être pas les meilleurs outils pour orienter les décisions en matière de politiques, même celles concernant les compromis entre atténuation et adaptation. En réalité, ces décisions devraient prendre en compte les seuils physiques au-delà desquels les écosystèmes ou la société subissent des dommages significatifs, et être basées sur des outils qui intègrent convenablement les contextes sociaux. Leur objectif devrait être de minimiser les dommages aux pays les plus vulnérables, de viser des émissions communes par personne et de répartir les coûts de l'adaptation. Il est possible que les compétences et connaissances nécessaires pour faire face à ce problème ne puissent être développées qu'après qu'une génération d'étudiants universitaires se seront attachés à comprendre les aspects physiques du changement climatique et de ses impacts, aussi bien que les aspects sociaux des politiques liées au climat et de l'éthique terres-climat. [352-356]

Le grand public continue d'avoir une mauvaise compréhension de la science du changement climatique, et ce n'est pas surprenant. Bien que l'on admette davantage que le monde est de plus en plus chaud et de plus en plus humide, et que le changement climatique à venir constitue un risque sérieux, il demeure une réticence à agir ou à accepter des solutions coûteuses pour faire face à ce risque. Or, les intérêts et opinions du public sont des facteurs importants dans l'élaboration d'une stratégie de réponse. Pour offrir aux sociétés des options de climats futurs entre lesquelles choisir, les scientifiques et les décideurs doivent donc non seulement collaborer, mais aussi rechercher un apport du public pour trouver les réponses à des questions clés. En outre, les évaluations des options d'action doivent prendre en compte les avantages accessoires de chacune d'entre elles pour d'autres problèmes sociaux, qui vont de la qualité de l'air à l'échelle locale à des problèmes planétaires tels que la désertification La première question à régler est celle des seuils ou conditions auxquels le climat devient « dangereux ». Certains suggèrent que cela se produit à une hausse des températures supérieure à 2 °C, ou à des concentrations de CO_2 de 550 ppmv; mais tous ne sont pas d'accord. La seconde question est de savoir si l'on peut réussir à éviter d'atteindre ces seuils en réduisant les émissions. Certaines études menées au moyen de modèles d'évaluation intégrée (MEI), par exemple, suggèrent que la probabilité de plafonner le changement climatique à 2 °C de réchauffement sur le prochain siècle et la vitesse du réchauffement à 0,15 °C/décennie est au mieux de 25 %. Enfin, les décideurs doivent déterminer quelles mesures devront être prises si le danger ne peut pas être évité. Les MEI et autres outils de politiques, comme les fonctions de réponse aux impacts du climat, peuvent aider à fournir des cadres cohérents pour régler ces questions. [287,357-363]

Le GIEC a un rôle clé dans la promotion d'une telle collaboration entre la science et les politiques. Cependant, en voulant éviter de se prononcer sur des questions qui fassent intervenir la substance des politiques, il a peut-être trop évité les discussions des processus de politiques. Étant donné que les autres organes relevant du processus de la CCCC n'ont pas non plus de rôle d'élaboration de politiques, le GIEC devra peut-être combler ce vide. Les modifications du processus du GIEC dans la rédaction de son Troisième rapport d'évaluation, destinées à répondre aux critiques visant ses procédures passées et à améliorer sa rigueur académique, pourraient l'aider à y parvenir. [342,364-367]

7.2 Atténuation des émissions de gaz à effet de serre

L'objectif principal des efforts d'atténuation du changement climatique demeure la réduction des émissions de gaz à effet de serre

des procédés industriels. La stratégie à court terme la plus efficace pourrait être de réduire les émissions de gaz autres que le CO_2, en particulier les précurseurs de l'ozone troposphérique, et les aérosols de suie. Ce genre de stratégies à court terme est relativement facile à mettre en place et présente de nombreux avantages accessoires en matière de qualité de l'air et d'efficacité économique. Néanmoins, il faudra encore des efforts considérables de réduction des émissions de CO_2, par exemple en améliorant l'efficacité énergétique, pour réaliser des réductions nettes significatives. De plus, bien que ces stratégies permettent de gagner du temps, il faudra à terme passer, à l'échelle planétaire, à des énergies sans carbone pour atteindre les objectifs de la CCCC. Il faudra alors rechercher des solutions de remplacement n'exigeant pas beaucoup de superficie pour qu'elles soient viables à grande échelle. [368-371]

En plus du secteur de l'énergie, le secteur agricole contribue aussi beaucoup aux émissions de gaz à effet de serre, surtout si l'on y inclut les émissions de la transformation des aliments. En outre, les activités de déboisement menées sous les tropiques dans les années 1980 ont pu libérer 2,4 GtC/an (soit quelque 50 % de plus que les estimations du GIEC). Les puits attribuables à la régénération des forêts amazoniennes pourront peut-être partiellement compenser ces émissions, mais les nouveaux méga-projets entrepris dans la région à la fin des années 1990 risquent de les avoir fait encore augmenter. D'autres sources d'émissions récemment signalées sont la conversion des milieux humides tropicaux en terres cultivées (ce qui fait monter les émissions de N_2O) et la récolte de la tourbe dans les régions tempérées (qui abaisse les émissions de méthane, mais fait monter significativement les rejets de CO_2). Les diverses méthodes de gestion de ces activités d'utilisation et de changement d'affectation des terres peuvent faire augmenter ou baisser ces émissions. [372-378]

Des programmes améliorés de gestion forestière, faisant intervenir la conservation des forêts, les grands projets de boisement, le reboisement rapide après la récolte, la fertilisation par l'azote et l'utilisation du bois récolté à la place de combustibles fossiles, pourraient faire baisser les émissions de dioxyde de carbone dues au déboisement et séquestrer avec le temps de grandes quantités de carbone imputables à une croissance incrémentale ailleurs (plus de 100 MtC/an au Canada seulement). De même, les pratiques de gestion agricoles telles que le travail minimal du sol peuvent à la fois réduire les émissions liées à l'utilisation de combustibles fossiles et séquestrer de grandes quantités supplémentaires de carbone dans les sols agricoles. Au Canada, par exemple, ces activités pourraient faire changer le flux net de carbone du sol, qui passerait d'une source moyenne de 39 kgC/ha en 1990 à un puits de 11 kgC/ha d'ici 2010. Malgré les nombreux autres avantages de ces programmes, des incitatifs économiques régis par le marché seront peut-être nécessaires à la réalisation de certaines de ces activités de conservation et de séquestration. Cependant, ces réserves de carbone séquestré, ou « puits », prennent beaucoup de temps à se constituer, et doivent être protégées d'une combustion ou d'un enlèvement subséquents, alors que les crédits d'émission liés à la réduction des combustibles fossiles sont immédiats et permanents. En outre, la conversion de terres agricoles en forêts pourrait faire monter considérablement l'albédo de la surface, surtout dans les régions à couverture nivale saisonnière, et donc plus que compenser toute réduction du forçage climatique fourni par la séquestration de CO_2 dans ces forêts. Qui plus est, il sera difficile de mesurer la quantité de carbone séquestrée par ces activités, surtout pour ce qui est du carbone du sol, ce qui exigera de pousser beaucoup les recherches sur les outils qui combinent la modélisation et les mesures. De plus, l'élaboration de règles de comptabilisation simples, mais efficaces, pour éviter de mal attribuer les crédits à des engagements de réduction des émissions posera elle aussi un défi. [194,346,379-385]

Les autres solutions technologiques de réduction des émissions de gaz à effet de serre incluent le piégeage du CO_2 des cheminées d'usines et sa séquestration dans des réservoirs terrestres ou océaniques. Dans ce dernier cas, le CO_2 extrait peut être soit directement injecté par tuyaux dans l'océan profond, soit laissé réagir chimiquement avec l'eau de mer et le calcaire pour donner une solution de bicarbonate qui peut précipiter dans l'océan. Certains ont par ailleurs proposé des stratégies de géoingénierie du bilan radiatif de la Terre en réduisant artificiellement l'absorption net du rayonnement solaire dans le système climatique. Cependant, ces solutions de rechange sont encore considérées comme très risquées, surtout en raison des incertitudes quant aux processus radiatifs dans l'atmosphère et à leurs rétroactions. [386-389]

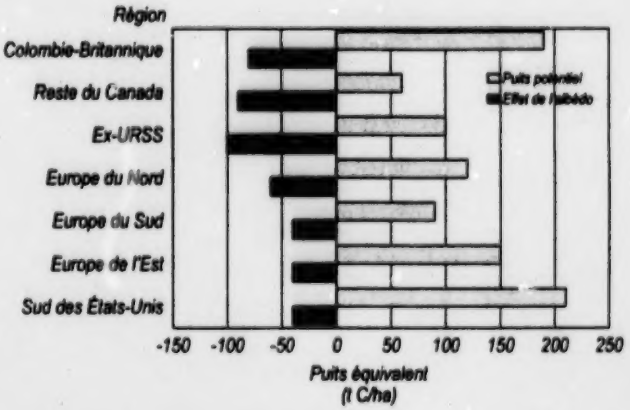

Figure 8. La baisse de l'albédo de la surface due à la conversion de terres arables en terres forestières (exprimée sous la forme de l'effet d'équivalent tonnes de puits de C/ha) peut réduire significativement l'efficacité des puits de carbone créés par le boisement pour compenser les émissions imputables aux combustibles fossiles. Les estimations présentées ici sont basées sur le carbone accumulé dans les forêts au cours d'une rotation complète. D'après Betts (2000).[93]

7.3 Adaptation

Le changement climatique prendra place dans un monde socio-économique lui-même en évolution, et modifiera la fréquence à laquelle seront franchis certains seuils critiques affectant les risques de catastrophes naturelles. C'est pourquoi les stratégies d'évaluation et d'adaptation devraient recourir à des procédures à scénarios multiples basées sur les risques et qui se concentrent sur la nature transitoire à la fois des changements physiques et économiques et de la probabilité de problèmes liés à l'atteinte de ces seuils. Elles doivent aussi examiner qui aura besoin de s'adapter, et comment. Ces procédures devraient reposer sur un cadre décisionnel séquentiel assez souple pour prendre en compte l'incertitude, aussi bien que les préoccupations à court et long terme. Si elles sont efficaces, elles peuvent, à leur tour, faire remonter les seuils auxquels les changements du climat deviennent intolérables. Les conflits possibles entre les divers programmes et stratégies d'adaptation, et entre les intervenants, doivent être réglés par le biais de l'interliaison, de l'optimisation et de l'adaptation conjointe, au besoin. Cette approche devrait à la fois améliorer l'efficacité de ces stratégies d'adaptation et en réduire les coûts. Cependant, comme le montrent les difficultés de la gestion coopérative des stocks océaniques de poisson, pour certains des impacts, elle pourrait constituer un défi qui exigera d'importants changements institutionnels. [390-398]

Il faut surveiller les stress imposés sur la santé publique par les changements climatiques à long terme et d'autres facteurs physiques et socio-économiques pour évaluer l'évolution des risques et optimiser les programmes d'adaptation. L'une de ces activités de surveillance est le programme RESE du Canada, qui porte en premier lieu sur la santé de l'environnement. Les statistiques de l'industrie de l'assurance servent aussi indirectement de données substitutives pour surveiller les changements des risques dus aux catastrophes naturelles. Elles montrent que les pertes dues aux catastrophes naturelles ont augmenté rapidement dans les dernières décennies, mais que les changements démographiques en sont un facteur significatif. Les chercheurs signalent que, si l'on veut réduire ces pertes, il faudra disposer de nouveaux programmes d'atténuation des catastrophes qui assurent un meilleur avertissement, une plus grande souplesse, une réduction de la vulnérabilité des infrastructures et un accroissement de la responsabilisation personnelle des actions. Ces programmes d'adaptation doivent aussi prendre en compte les effets sanitaires concomitants de la pollution de l'air et de l'augmentation de l'exposition aux UV, tenter d'offrir de multiples avantages accessoires et lever les inégalités économiques et sociales qui nuisent à l'efficacité de l'adaptation à long terme. De nombreux programmes de gestion du risque (comme les programmes de gestion de l'eau dans le bassin des Grands Lacs) visent déjà à faire face à la variabilité climatique, mais doivent maintenant être ajustés pour planifier un changement climatique à long terme, avec la possibilité de sautes rapides du climat et des augmentations de la fréquence ou de l'intensité des extrêmes. [335,399-405]

Bien que les secteurs agricoles des économies industrialisées comme celle du Canada disposent d'une large gamme d'outils technologiques et de compétences adaptatives pour faire face aux changements à court terme de l'environnement et des conditions socio-économiques, ceux-ci peuvent en fait réduire la capacité d'adaptation et donc accroître la vulnérabilité économique à long terme. La difficulté à faire la distinction entre la variabilité naturelle et le changement à long terme est un facteur important, et aucune technique d'analyse ne semble capturer correctement cette vulnérabilité. [406-408]

Dans les pays moins industrialisés, ces outils et compétences d'adaptation sont insuffisants pour composer avec la variabilité climatique actuelle; ils le seront donc encore moins face au changement climatique. En outre, non seulement le changement climatique affectera davantage les économies pauvres que les plus riches et accroîtra l'inégalité de la distribution de la nourriture et autres ressources à l'intérieur des pays et d'un pays à l'autre, mais aussi ses impacts les plus marqués toucheront le bien-être physique et social des citoyens les plus pauvres de tous les pays. C'est pourquoi les outils d'adaptation de l'agriculture des pays industrialisés, qui concernent des problèmes physiques ou basés sur le marché, seront probablement tout à fait insuffisants devant les problèmes politiques et sociaux beaucoup plus vastes du monde en développement. À la place, ces outils devraient se concentrer à réduire la vulnérabilité sociale au changement associée à la répartition inéquitable des ressources, à aider les pauvres, et à interrompre le cycle de déplacement, de division et de dégradation de l'environnement causé par la pauvreté. [394,409-412]

Remerciements

La présente revue a été compilée par Henry Hengeveld, conseilleur scientifique en matière de changement climatique auprès du Service météorologique du Canada (SMC), d'Environnement Canada. L'auteur tienne à remercier Patti Edwards pour son assistance en rédaction et finilization de la revue, et Ray Desjardins et Kaz Higuchi pour leurs précieux apports et commentaires.

RÉFÉRÉNCES

Abbreviations for références: BAMS = Bulletin of the American Meteorological Society; CC = Climatic Change; GBC = Global Biogeochem.Cycle; GCB = Global Change Biology; Chemosphere-Global Change Science = CGCS; GRL = Geophysical Research Letters; JGR = Journal of Geophysical Research; JAWRA = Journal of the American Water Resources Association; MASGC = Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change.

1.0 INTRODUCTION

1. Intergovernmental Panel on Climate Change 2001. *Third Assessment Report. WG I. Climate Change 2001:The Scientific Basis* (J.T. Houghton et al. Eds). 881pp. et *WG II. Climate Change 2001:Impacts, Adaptation and Vulnerability* (J.J. McCarthy et al.Eds.). 1032pp. Cambridge University Press.

2. Intergovernmental Panel on Climate Change 2000. *Land Use, Land-use Change, Forestry*. R.T. Watson et al (Eds). 377pp. Cambridge University Press.

2.0 Changements de la composition de l'atmosphère

2.1 Dioxyde de carbone

3. Ito, A. and Oikawa, T. 2000. The large carbon emission from terrestrial ecosystems in 1998: A model simulation. *J. Meteorol Soc Jpn.* 78: 103-110.

4. Morimoto, S., Nakazawa, T., Higuchi, K., et Aoki, S. 2000. Latitudinal distribution of atmospheric CO_2 sources and sinks inferred by delta C-13 measurements from 1985 to 1991. *JGR* 105D: 24315-24326.

5. Tans, P. P., Bakwin, P. S., Bruhwiler, L. et al. 2001. Carbon Cycle. *Chapter 2, Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory Summary Report No.25 – 1998-1999* (Eds: R. C. Schnell, D. B. King et R. M. Rosson). CMDL, Boulder.

6. Taylor, J. A. et Orr, J. C. 2000. The natural latitudinal distribution of atmospheric CO_2. *Global Planet.Change* 26: 375-386.

7. Indermuhle, A., Monnin, E., Stauffer, B. et al. 2000. Atmospheric CO_2 concentration from 60 to 20 kyr BP from the Taylor Dome ice core, Antarctica. *GRL* 27: 735-738.

8. Tschumi, J. et Stauffer, B. 2000. Reconstructing past atmospheric CO_2 concentration based on ice-core analyses: open questions due to in situ production of CO_2 in the ice. *J.Glaciology* 46: 45-53.

9. Battle, M., Bender, M. L., Tans, P. P. et al. 2000. Global carbon sinks and their variability inferred from atmospheric O_2 and $\delta^{13}C$. *Science* 287 2467-2470.

10. Bousquet, P., Peylin, P., Ciais, P. et al. 2000. Regional changes in carbon dioxide fluxes of land and oceans since 1980. *Science* 290: 1342-1346.

11. Ciais, P., Peylin, P., et Bousquet, P. 2000. Regional biospheric carbon fluxes as inferred from atmospheric CO_2 measurements. *Ecol. Appl.* 10: 1574-1588.

12. Fung, I. Variable carbon sinks. *Science* 290:1313.

13. Houghton, R. A., Skole, D. L., Nobre, C. A. et al. 2000. Annual fluxes of carbon from deforestation and regrowth in the Brazilian Amazon. *Nature* 403: 301-304.

14. Ito, A. et Oikawa, T. 2000. A model analysis of the relationship between climate perturbations and carbon budget anomalies in global terrestrial ecosystems: 1970 to 1997. *Climate Res.* 15:161-183.

15. Prentice, C., Heimann, M., et Sitch, S. 2000. The carbon balance of the terrestrial biosphere: ecosystem models and atmospheric observations. *Ecological Applications* 10: 1553-1573.

16. Valentini, R., Matteucci, G., Dolman, A. J., et al. 2000. Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. *Nature* 404: 861-865.

17. Yang, X. et Wang, M. X. 2000. Monsoon ecosystems control on atmospheric CO_2 interannual variability: inferred from a significant positive correlation between year-to-year changes in land precipitation and atmospheric CO_2 growth rate. *GRL* 27: 1671-1674.

18. Caspersen, J. P., Pacala, S. W., Jenkins, J. C. et al. 2000. Contributions of land-use history to carbon accumulation in U.S. forests. *Science* 290: 1148-1151.

19. Chen, W. J., Chen, J., Liu, J., et Cihlar, J. 2000. Approaches for reducing uncertainties in regional forest carbon balance. *GBC* 14: 827-838.

20. Lavoie, M. et Richard, P. J. H. 2000. The role of climate on the developmental history of Frontenac Peatland, southern Quebec. *Can. J. Bot.* 78: 668-684.

21. Oechel, W. C., Vourlitis, G. L., Hastings, S. J. et al. 2000. Acclimation of ecosystem CO_2 exchange in the Alaskan Arctic in response to decadal climate warming. *Nature* 406: 978-981.

22. Robinson, S. D. et Moore, T. R. 2000. The influence of permafrost and fire upon carbon accumulation in high boreal peatlands, Northwest Territories, Canada. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 32: 155-166.

23. Schimel, D., Melillo, J., Tian, H. Q. et al. 2000. Contribution of increasing CO_2 and climate to carbon storage by ecosystems in the United States. *Science* 287: 2004-2006.

24. Sievering, H., Fernandez, I., Lee, J. et al. 2000. Forest canopy uptake of atmospheric deposition at eastern U. S. conifer sites: carbon storage implications? *GBC* 14: 1153-1159.

25. Van Kessel, C., Horwath, W. R., Hartwig, U. et al. 2000. Net soil carbon input under ambient and elevated CO_2 concentrations: isotopic evidence after 4 years. *GCB* 6: 435-444.

26. Wu, W. L. et Lynch, A. H. 2000. Response of the seasonal carbon cycle in high latitudes to climate anomalies. *JGR* 105D: 22897-22908.

27. Giardina, C. P. et Ryan, M. G. 2000. Evidence that decomposition rates of organic carbon in mineral soil do not vary with temperature. *Nature* 404: 858-861.

28. Grace, J. et Rayment, M. 2000. Respiration in the balance. *Nature* 404: 819-820.

29. Lenton, T. M. et Watson, A. J. 2000. Redfield revisited. 2. What regulated the oxygen content of the atmosphere? *GBC* 14: 249-268.

30. Lynch, A. H. et Wu, W. 2000. Impacts of fire and warming on ecosystem uptake in the Boreal Forest. *J. Climate* 13: 2334-2338.

31. White, A., Cannell, M. G. R., et Friend, A. D. 2000. The high-latitude terrestrial carbon sink: a model analysis. *GCB* 6: 227-245.

32. White, A., Cannell, M. G. R., et Friend, A. D. 2000. CO_2 stabilization, climate change and the terrestrial carbon sink. *GCB* 6: 817-833.

33. Caldeira, K. et Duffy, P. 2000. The Role of the Southern Ocean in Uptake and Storage of Anthropogenic Carbon Dioxide. *Science* 287: 620-622.

34. Gattuso, J. -P. et Buddemeier, R. W. 2000. Ocean biogeochemistry: Calcification and CO_2. *Nature* 407: 311-313.

35. LeQuere, C., Orr, J. C., Monfray, P. et al. 2000. Interannual variability of the oceanic sink of CO_2 from 1979 through 1997. *GBC* 14: 1247-1265.

36. Riebesell, U., Zondervan, I., Rost, B. et al. 2000. Reduced calcification of marine plankton in response to increased atmospheric CO_2. *Nature* 407: 364-367.

2.2 Autres gaz à effet de serre

37. Karlsdottir, S. et Isaksen, I. S. A. 2000. Changing methane lifetime: possible cause for reduced growth. *GRL* 27: 93-96.

38. Reshetnikov, A. I., Paramonova, N. N., et Shashkov, A. A. 2000. An evaluation of historical methane emissions from the Soviet gas industry. *JGR* 105D: 3517-3529.

39. Betancourt, J. L. 2000. The Amazon reveals its secrets - partly. *Science* 290: 2274-2275.

40. Brook, E. J., Harder, S., Severinghaus, J. et al. 2000. On the origin and timing of rapid changes in atmospheric methane during the last glacial period. *GBC* 14: 559-572.

41. Dallenbach, A., Blunier, T., Fluckiger, J. et al. 2000. Changes in the atmospheric CH_4 gradient between Greenland and Antarctica during the last glacial and the transition to the Holocene. *GRL* 27: 1005-1008.

42. Houweling, S., Dentener, F., et Lelieveld, J. 2000. Simulation of preindustrial atmospheric methane to cosntrain the global source strength of natural wetlands. *JGR* 105D: 17,243-17,255.

43. Maslin, M. A. et Burns, S. J. 2000. Reconstruction of the Amazon Basin effective moisture availability over the past 14,000 years. *Science* 290: 2285-2287.

44. Mayle, F. E., Burbridge, R., et Killeen, T. J. 2000. Millennial-scale dynamics of southern Amazonia rain forests. *Science* 290: 2291-2294.

45. Worthy, D. E. J., Levin, I., Hopper, F. et al. 2000. Evidence for a link between climate and northern wetland methane emissions. *JGR* 105D: 4031-4038.

46. Bodeller, P. L. E., Roslev, P., Henckel, T., et Frenzel, P. 2000. Stimulation by ammonium-based fertilizers of methane oxidation in soil around rice roots. *Nature* 403: 421-424.

47. Denier van der Gon, H. 2000. Changes in CH_4 emission from rice fields from 1960 to 1990s. 1. Impacts of modern rice technology. *GBC* 14: 61-72.

48. Schimel, J. 2000. Rice, microbes and methane. *Nature* 403: 375-376.

49. Smith, K. A., Dobbie, K. E., Ball, B. C. et al. 2000. Oxidation of atmospheric methane in Northern European soils, comparison with other ecosystems, and uncertainties in the global terrestrial sink. *GCB* 6: 791-803.

50. St-Louis, V. L., Kelly, C. A., Duchemin, E. et al. 2000. Reservoir surfaces as sources of greenhouse gases to the atmosphere: a global estimate. *BioScience* 50: 766-775.

51. Verchot, L. V., Davidson, E. A., Cattanio, J. H., et Ackerman, I. L. 2000. Land-use change and biogeochemical controls of methane fluxes in soils of Eastern Amazonia. *Ecosystems* 3: 41-56.

2.2.2 Hémioxyde d'azote

52. Bouwman, A. F., Taylor, J. A., et Kroeze, C. 2000. Testing hypotheses on global emissions of nitrous oxide using atmospheric models. *CGCS* 2: 475-492.

53. Hall, B. D., Elkins, J. W., Butler, J. H. et al. 2001. Halocarbons and other atmospheric trace species. *Chapter 5, Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory Summary Report No. 25 – 1998-1999* (Eds: R. C. Schnell, D. B. King et R. M. Rosson). CMDL, Boulder.

54. Lal, S. et Sheel, V. 2000. A study of the atmospheric photochemical loss of N_2O based on trace gas measurements. *CGCS* 2: 445-463.

55. Breuer, L., Papen, H., et Butterbach-Bahl, K. 2000. N_2O emission from tropical forest soils of Australia. *JGR* 105D: 26, 353-26, 367.

56. Groffman, P. M., Gold, A. J., et Addy, K. 2000. Nitrous oxide production in riparian zones and its importance to national emission inventories. *CGCS* 2: 291-299.

57. Mosier, A. et Kroeze, C 2000. Potential impact on the global atmospheric N_2O budget of the increased nitrogen input required to meet future global food demands. *CGCS* 2: 465-473.

58. Nevison, C. 2000. Review of the IPCC methodology for estimating nitrous oxide emissions associated with agricultural leaching and runoff. *CGCS* 2: 493-500.

59. van Bochove, E., Jones, H. G., Bertrand, N., et Prevost, D. 2000. Winter fluxes of greenhouse gases from snow-covered agricultural soil: Intra-annaul and interannual variations. *GBC* 14: 113-125.

60. Zheng, X., Wang, M., Wang, Y. et al. 2000. Impacts of soil moisture on nitrous oxide emission from croplands: a case study on the rice-based agro-ecosystem in Southeast China. *CGCS* 2: 207-224.

61. Naqvi, S. W. A., Jayakumar, D. A., Narvekar, P. V. et al. 2000. Increased marine production of N_2O due to intensifying anoxia on the Indian contintental shelf. *Nature* 408: 346-349.

62. Seitzinger, S. P., Kroeze, C., et Styles, R. V. 2000. Global distribution of N_2O emissions from aquatic systems: natural emissions and anthropogenic effects. *CGCS* 2: 267-279.

63. Becker, K. H., Lorzer, J. C., Kurtenbach, R. et al. 2000. Contribution of vehicle exhaust to the global N_2O budget. *CGCS* 2: 387-395.

64. Jimenez, J. L., McManus, J. B., Shorter, J. H. et al. 2000. Cross road and mobile infrared laser measurements of nitrous oxide emissions from motor vehicles. *CGCS* 2: 397-412.

2.3 Aérosols troposphériques.

65. DeLene, D., Andrews, E., Jackson,D. et al. 2001. Aerosols and radiation. *Chapter 3 in Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory Summary Report No. 25 – 1998-1999* (Eds: R.C. Schnell, D. B. King and R. M. Rosson). CMDL, Boulder.

66. Lavoue, D., Liousse, C., Cachier, H. et al. 2000. Modeling of carbonaceous particles emitted by boreal and temperate wildfires at northern latitudes. *JGR* 105D: 26,871-26,890.

3.0 Forçage radiatif

3.1 Gaz à effet de serre

67. Jain, A. K., Briegleb, B. P., Minschwaner, K., et Wuebbles, D. J. 2000. Radiative forcings and global warming potentials of 30 greenhouse gases. *JGR* 105D: 20,773-20,790.

68. Mayer, M., Wang, C., Webster, M., et Prinn, R. G. 2000. Linking local air pollution to global chemistry and climate. *JGR* 105D: 22, 869-22, 896.

69. Myhre, G., Karlsdottir, S., Isaksen, I. S. A., et Stordal, F. 2000. Radiative forcing due to change in tropospheric ozone in the period 1980 to 1996. *JGR* 105D: 28, 935-28, 942.

70. Stevenson, D. S., Johnson, C. E., Collins, W. J., et al. 2000. Future estimates of tropospheric ozone forcing and methan turnover – the impact of climate change. *GRL* 27: 2079-2076.

71. Rind, D., Lonergan, P., et Shah, K. 2000. Modeled impact of cirrus cloud increases along aircraft flight paths. *JGR* 105D: 19927-19940.

3.2 Aérosols

72. Kay, M. J. et Box, M. 2000. Radiative effects of absorbing aerosols and the impact of water vapor. *JGR* 105D: 12, 221-12, 234.

73. Kiehl, J. T., Schneider, T. L., Rasch, P. J., et Barth, M. C. 2000. Radiative forcing due to sulfate aerosols from simulations with the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model, Version 3. *JGR* 105D: 1441-1457.

74. Rasch, P. J., Barth, M. C., Kiehl, J. T. et al. 2000. A description of the global sulfur cycle and its controlling processes in the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model, Version 3. *JGR* 105D: 1367-1385.

75. Rotstayn, L. D., Ryan, B. F., et Penner, J. E. 2000. Precipitation changes in a GCM resulting from the indirect effects of anthropogenic aerosols. *GRL* 27: 3045-3048.

76. Ackerman, A. S., Toon, O. B., Stevens, D. E. et al. 2000. Reduction of tropical cloudiness by soot *Science* 288: 1042-1047

77. Jacobson, M. Z. 2000. A physically-based treatment of elemental carbon optics: implications for global direct forcing of aerosols. *GRL* 27: 217-220.

78. Schwartz, S. E. et Buseck, P. R. 2000. Absorbing phenomena. *Science* 288: 989-990.

79. Hyde, W. T. et Crowley, T. J. 2000. Probability of future climatically significant volcanic eruptions. *J. Climate* 13: 1445-1450.

3.3 Soleil

80. Farrar, P. D. 2000. Are cosmic rays influencing oceanic cloud coverage – or is it only El Niño? *CC* 47: 7-15.

81. Friis-Christensen, E. 2000. Sun, clouds and climate: An editorial comment. *CC* 47: 1-5.

82. Kristjansson, J. E. et Kristiansen, J. 2000. Is there a cosmic ray signal in recent variations in global cloudiness and cloud radiative forcing? *JGR* 105D: 11, 851-11, 863.

4.0 Modélisation du climat et résultats des modèles

4.1 Processus du climat

83. Harvey, L. D. D. 2000. An assessment of the potential impact of a downward shift of tropospheric water vapour on climate sensitivity. *CD* 16: 491-500.

84. Hu, H. J., Oglesby, R. J., et Saltzman, B. 2000. The relationship between atmospheric water vapor and temperature in simulations of climate change. *GRL* 27: 3513-3516.

85. Wild, M. 2000. Absorption of solar energy in cloudless and cloudy atmospheres over Germany and in GCMs. *GRL* 27: 959-962.

86. Beagley, S. R., McLandress, C., Fomichev, V. I., et Ward, W. E. 2000. The extended Canadian middle atmosphere model. *GRL* 27: 2529-2532

87. Collatz, G. J., Bounoua, L., Los, S. O. et al. 2000. A mechanism for the influence of vegetation on the response of the diurnal temperature range to changing climate. *GRL* 27: 3381-3384.

88. Cox, P. M., Betts, R. A., Jones, C. D. et al. 2000. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature* 408: 184-187

89. Douville, H., Planton, S., Royer, J. F. et al. 2000. Importance of vegetation feedbacks in doubled-CO_2 climate experiments. *JGR* 105D: 14841-14861.

90. Foley, J. A., Levis, S., Costa, M. H., Cramer, W., et Pollard, D. 2000. Incorporating dynamic vegetation cover within global climate models. *Ecol. Appl.* 10: 1620-1630.

91. Levis, S., Foley, J. A., et Pollard, D. 2000. Large-scale vegetation feedbacks on a doubled CO_2 climate. *J. Climate* 13: 1313-1325.

92. Verseghy, D. L. 2000. The Canadian Land Surface Scheme (CLASS): Its history and future. *Atmosphere-Ocean* 38: 1-13.

93. Betts, R. A. 2000. Offset of the potential carbon sink from boreal forestation by decreases in surface albedo. *Nature* 408: 187-190.

94. Chase, T. N., Pielke, R. A., Kittel, T. G. F. et al. 2000. Simulated impacts of historical land cover changes on global climate in northern winter. *CD* 16: 93-105.

95. Kuang, Z. et Yung, Y. L. 2000. Observed albedo decrease related to the spring snow retreat. *GRL* 27: 1299-1302.

96. Pitman, A. J. et Zhao, M. 2000. The relative impact of observed change in land cover and carbon dioxide as simulated by a climate model. *GRL* 27: 1267-1270.

97. Kattsov, V. M. et Walsh, J. E. 2000. Twentieth-century trends of arctic precipitation from observational data and a climate model simulation. *J. Climate* 13: 1362-1370.

98. Lemke, P., Harder, M. et Hilmer, M. 2000. the response of Arctic sea ice to global change. *CC* 46:277-287.

99. Mikolajewicz, U. et Voss, R. 2000. The role of the individual air-sea flux components in CO_2-induced changes of the ocean's circulation and climate. *CD* 16: 627-642.

100. Tziperman, E. 2000. Uncertainties in thermohaline circulation response to greenhouse warming. *GRL* 27: 3077-3080.

101. Erickson III, D. J., Zepp, R. G., et Atlas, E. 2000. Oozone depletion and the air-sea exchange of greenhouse and chemically reactive trace gases. *Chemosphere* 2: 137-149.

4.2 Évaluation des modèles

102. Covey, C., AbeOuchi, A., Boer, G. J. et al. 2000. The seasonal cycle in coupled ocean-atmosphere general circulation models. *CD* 16: 775-787.

103. Grassl, H. 2000. Status and improvements of coupled general circulation models. *Science* 288: 1991-1997.

104. Harvey, L. D. D. 2000. Upscaling in Global Change Research. *CC* 44: 225-263.

105. Hirst, A. C., O'Farrell, S. P., et Gordon, H. B. 2000. Comparison of a coupled ocean-atmosphere model with and without oceanic eddy-induced advection. Part I: Ocean spinup and control integrations. *J. Climate* 13: 139-163.

106. Flato, G. M., Boer, G. J., Lee, W. G. et al. 2000. The Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis global coupled model and its climate. *CD* 16: 451-467.

107. Stouffer, R. J., Hegerl, G. et Tett, S. 2000. A comparison of surface air temperature variability in three 1000-yr coupled ocean-atmosphere model integrations. *J. Climate* 13: 513-537.

108. Delworth, T. L. et Mann, M. E. 2000. Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *CD* 16: 661-676.

109. Gordon, C., Cooper, C., Senior, C. A. et al. 2000. The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *CD* 16: 147-168.

110. Monahan, A. H., Fyfe, J. C., et Flato, G. M. 2000. A regime view of northern hemisphere atmospheric variability and change under global warming. *GRL* 27: 1139-1142.

111. Pollard, D. et PMIP Participating Groups. 2000. Comparisons of ice-sheet surface mass budgets from Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP) simulations. *Global and Planetary Change* 24: 79-106.

112. Weaver, A. J., Duffy, P. B., Eby, M., et Wiebe, E. C. 2000. Evaluation of ocean and climate models using present-day observations and forcing. *Atmosphere-Ocean* 38: 271-301

113. Covey, C. 2000. Beware the elegance of the number zero. *CC* 44: 409-411.

114. Rodhe, H., Charlson, R. J., et Anderson, T. L. 2000. Avoiding circular logic in climate modeling. *CC* 44: 419-422.

115. Goyette, S., McFarlane, N. A., et Flato, G. M. 2000. Application of the Canadian regional climate model to the Laurentian Great Lakes region: implementation of a lake model. *Atmosphere-Ocean* 38: 481-503.

4.3 Résultats des simulations des modèles

116. Boer, G. J., Flato, G. M., Reader, M. C., et Ramsden, D. 2000. A transient climate change simulation with greenhouse gas and aerosol forcing: experimental design and comparison with the instrumental record for the twentieth century. *CD* 16: 405-425.

117. Cai, W. et Whetton, P. H. 2000. Evidence for a time-varying pattern of greenhouse warming in the Pacific ocean. *GRL* 27: 2577-2580.

118. Gillett, N. P., Hegerl, G., Allen, M. R., et Stott, P. A. 2000. Implications of change in the Northern Hemisphere circulation for the detection of anthropogenic climate change. *GRL* 27: 993-996.

119. Giorgi, F. et Francisco, R. 2000. Uncertainties in regional climate change prediction: a regional analysis of ensemble simulations with the HADCM2 coupled AOGCM. *CD* 16: 169-182.

120. Giorgi, F. et Francisco, R. 2000. Evaluating uncertainties in the prediction of regional climate change. *GRL* 27: 1295-1298.

121. Almaev,R. A. et Fomichev,V. I. 2000. A model estimate of cooling in the mesosphere and lower thermosphere due to the CO_2 increase over the last 3-4 decades. *GRL* 27: 2113-2116.

122. Boer, G. J., Flato, G. M., et Ramsden, D. 2000. A transient climate change simulation with greenhouse gas and aerosol forcing: projected climate to the twenty-first century. *CD* 16: 427-450. .

123. Dai, A., Wigley, T. M. L., Boville, B. A. et al. 2001. Climates of the twentieth and twenty-first centuries simulated by the NCAR Climate System Model. *J. Climate* 14: 485-519.

124. Meehl, G. A., Collins, W. D., Boville, B. A., et al. 2000. Response of the NCAR climate system model to increased CO_2 and the role of physical processes. *J. Climate* 13: 1879-1898.

125. Meehl, G. A., Washington, W. M., Arblaster, J. M. et al. 2000. Anthropogenic forcing and decadal climate variability in sensitivity experiments of Twentieth- and Twenty-First-Century Climate. *J. Climate* 13: 3728-3744.

126. Stott, P. A., Tett, S. F. B., Jones, G. S. et al. 2000. External control of 20th Century temperature by natural and anthropogenic forcings. *Science* 290: 2133-2137.

127. Washington, W. M., Weatherly, J. W., Meehl, G. A. et al. 2000. Parallel climate model (PCM) control and transient simulations. *CD* 16: 755-774.

128. Allen, M. R., Stott, P. A., Mitchell, J. F. B. et al. 2000. Quantifying the uncertainty in forecasts of anthropogenic climate change. *Nature* 407: 617-620.

129. Mitchell, J. F. B., Johns, T. C., Ingram, W. J., et Lowe, J. A. 2000. The effect of stabilising atmospheric carbon dioxide concentrations on global and regional climate change. *GRL* 27: 2977-2980.

130. Sarmiento, J. 2000. That sinking feeling. *Nature* 408: 155-156.

131. Senior, C. A. et Mitchell, J. F. B. 2000. The time-dependence of climate sensitivity. *GRL* 27: 2685-2688.

132. Weaver, A. J. et Zwiers, F. 2000. Uncertainty in climate change. *Nature* 407: 571-572.

133. Hu, Z. Z., Bengtsson, L., et Arpe, K. 2000. Impact of global warming on the Asian winter monsoon in a coupled GCM. *JGR* 10[illegible]D: 4607-4624.

134. Hu, Z. Z., Latif, M., Roeckner, E., et Bengtsson, L. 2000. Intensified Asian summer monsoon and its variability in a coupled model forced by increasing greenhouse gas concentrations. *GRL* 27: 2681-2684.

135. Cubasch, U., Voss, R., et Mikolajewicz, U. 2000. Precipitation: A parameter changing climate and modified by climate change. *CC* 46: 257-276.

136. Delworth, T. L. et Dixon, K. W. 2000. Implications of the recent trend in the Arctic/North Atlantic Oscillation for the North Atlantic thermohaline circulation. *J. Climate* 13: 3721-3727.

137. Holland, M. M., Brasket, A. J., et Weaver, A. J. 2000. The impact of rising atmospheric CO_2 on simulated sea ice induced thermohaline circulation variability. *GRL* 27: 1519-1522.

138. Latif, M., Roeckner, E., Mikolajewicz, U., et Voss, R. 2000. Tropical stabilization of the thermohaline circulation in a greenhouse warming simulation. *J. Climate* 13: 1809-1813.

139. Rahmstorf, S. 2000. The thermohaline ocean circulation: A system with dangerous thresholds? An editorial comment. *CC* 46: 247-256.

140. Easterling, D. R., Meehl, G. A., Parmesan, C. et al. 2000. Climate extremes: Observations, modeling, and impacts. *Science* 289: 2068-2074.

141. Kharin, V. V. et Zwiers, F. 2000. Changes in the extremes in an ensemble of transient climate simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM. *J. Climate* 13: 3760-3788.

142. Knippertz, P., Ulbrich, U., et Speth, P. 2000. Changing cyclones and surface wind speeds over the North Atlantic and Europe in a transient GHG experiment. *Climate Res.* 15: 109-122.

143. Meehl, G. A., Zwiers, F., Evans, J., et al. 2000. Trends in extreme weather and climate events: issues related to modeling extremes in projections for future climate change. *BAMS* 81: 427-436.

144. Shen, W., Tuleya, R. E., et Ginis, I. 2000. A sensitivity study of the thermodynamic environment on GFDL model hurricane intensity: Implications for global warming. *J. Climate* 13: 109-121.

145. Bugnon,V. 2000. Reducing the uncertainty in the contributions of Greenland to sea-level rise in the 20th and 21st centuries. *Annals of Glaciology* 81: 121-125.

146. Gregory, J. M. et Lowe, J. A. 2000. Predictions of global and regional sea-level rise using AOGCMs with and without flux adjustment. *GRL* 27: 3069-3072.

147. Greve, R. 2000. On the response of the Greenland ice sheet to greenhouse climate change. *CC* 46: 289-303.

148. Knutti, R. et Stocker,T. F. 2000. Influence of the thermohaline circulation on projected sea level rise. *J. Climate* 13: 1997-2001.

149. Russell, G. L., Gornitz, V., et Miller, J. R. 2000. Regional sea level changes projected by the NASA/GISS Atmosphere-Ocean Model. *CD* 16: 789-797.

5.0 TENDANCES DU CLIMAT

5.1 Paléoclimats

150. Henderson, G. M. et Slowey, N. C. 2000. Evidence from U-Th dating against Northern Hemisphere forcing of the penultimate deglaciation. *Nature* 404: 61-66.

151. Kerr, R. A. 2000. Ice, mud point to CO_2 role in glacial cycle. *Science* 289: 1868.

152. Kump, L. R. 2000. What drives climate? *Nature* 408: 651-652.

153. Lea, D. W., Pak, D. K., et Spero, H. J. 2000. Climate impact of late quaternary equatorial Pacific sea surface temperature variations. *Science* 289: 1719-1724.

154. Mysak, L. A. et Wang, Z. 2000. The McGill Paleoclimate Model (MPM): A new earth system model of intermediate complexity. *CMOS Bulletin* 28: 104-108.

155. Schrag, D. P. 2000. Of ice and elephants. *Nature* 404: 23-24.

156. Shackleton, N. J. 2000. The 100,000-Year Ic-Age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science* 289: 1897-1902.

157. Veizer, J., Godderis, Y., et Francois, L. M. 2000. Evidence for decoupling of atmospheric CO_2 and global climate during the Phanerozoic eon. *Nature* 408: 698-701.

158. Cuffey, K. M. et Marshall, S. J. 2000. Substantial contribution to sea-level rise during the last interglacial from the Greenland ice sheet. *Nature* 404: 591-594.

159. Droxler, A. D. et Farrell, J. W. 2000. Editorial: Marine Isotope Stage 11 (MIS 11): new insights for a warm future. *Global and Planetary Change* 24: 1-5.

160. Hvidberg, C. S. 2000. When Greenland ice melts. *Nature* 404: 551-552.

161. Kindler, P. et Hearty, P. J. 2000. Elevated marine terraces from Eluthera (Bahamas) and Bermuda: sedimentological, petrographic, and geochronological evidence for important deglaciation events during the middle Pleistocene. *Global and Planetary Change* 24: 41-58.

162. Kubatzki, C., Montoya, M., Rahmstorf, S. et al. 2000. Comparison of the last interglacial climate simulated by a coupled global model of intermediate complexity and an AOGCM. *CD* 16: 799-814.

163. Loutre, M. F. et Berger, A. 2000. Future climatic changes: Are we entering an exceptionally long interglacial? *CC* 46: 61-90.

164. Montoya, M. et vonStorch, H. 2000. Climate simulation for 125 kyr BP with a coupled ocean-atmosphere general circulation model. *J. Climate* 13: 1057-1072.

165. Crowley, T. J. 2000. CLIMAP SSTs re-revisited. *CD* 16: 241-255.

166. Hostetler, S. W. et Clark, P. U. 2000. Tropical climate at the last glacial maxium inferred from glacier mass-balance modeling. *Science* 290: 1747-1750.

167. Nurnberg, D. 2000. Taking the temperature of past ocean surfaces. *Science* 289: 1698-1699.

168. Hostetler, S. W., Bartlein, P. J., Clark, P. U. et al. 2000. Simulated influences of Lake Agassiz on the climate of central North America 11,000 years ago. *Nature* 405: 334-337.

169. Hughen, K. A., Southon, J. R., Lehman, S. J., et Overpeck, J. T. 2000. Synchronous radiocarbon and climate shifts during the last deglaciation. *Science* 290: 1951-1954.

170. Labeyrie, L. 2000. Glacial climate instability. *Science* 290: 1905-1907.

171. Peterson, L. C., Haug, G. H., Hughen, K. A., et Rohl, U. 2000. Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. *Science* 290: 1947-1951.

172. Werner, M., Mikolajewicz, U., Heimann, M., et Hoffmann, G. 2000. Borehole versus isotope temperatures on Greenland: Seasonality does matter. *GRL* 27: 723-726.

173. deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., et Sarnthein, M. 2000. Coherent high- and low-latitude climate variability during the holocene warm period. *Science* 288: 2198-2202.

174. Keeling, C. D. et Whorf, T. P. 2000. The 1,800-year oceanic tidal cycle: a possilbe cause of rapid climate change. Proceedings of the National Academy of Sciences 97(8): 3814-3819.

175. Kerr, R. A. 2000. Does a climate clock get a noisy boost? *Science* 290: 6975492-698.

176. Pearce, F. 2000. Feel the pulse. *New Scientist* 167(2254): 30-33.

177. Wunsch, C. 2000. On sharp spectral lines in the climate record and the millennial peak. *Paleoceanography* 15: 417-424.

178. Alley, R. B., Mayeski, P. A. et Saltzman, E. S. 1999. Increasing North Atlantic climate variability recorded in a central Greenland ice core. *Polar Geography* 23: 119-131.

179. Cook, E. R., Buckley, B. M., D'Arrigo, R. D., et Peterson, M. J.2000. Warm season temperatures since 1600 BC reconstructed from Tasmanian tree rings and their relationship to large-scale sea surface temperature anomalies. *CD* 16: 79-91.

180. Kerr, R. A. 2000. Viable but variable ancient El Niño spied. *Science* 288: 945-

181. Liu, Z. Y., Kutzbach, J., et Wu, L. X. 2000. Modeling climate shift of El Niño variability in the Holocene. *GRL* 27: 2265-2268.

182. Masson, V., Vimeux, F., Jouzel, J. et al. 2000. Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotopic records. *Quaternary. Res* 54: 348-358.

183. Rittenour, T. M., BrighamGrette, J., et Mann, M. E. 2000. El Niño-like climate teleconnections in New England during the late Pleistocene. *Science* 288: 1039-1042.

184. Bourgeois, J. C., Koerner, R. M., Gajewski, K., et Fisher, D. A. 2000. A holocene ice-core pollen record from Ellesmere Island, Nunavut, Canada. *Quaternary. Res* 54: 275-283.

185. Carcaillet, C. et Richard, P. J. H. 2000. Holocene changes in seasonal precipitation highlighted by fire incidence in eastern Canada. *CD* 16: 549-559.

186. Pellatt, M. G., Smith, M. J., Mathewes, R. W. et al. 2000. Holocene treeline and climate change in the Subalpine zone near Stoyoma Mountain, Cascade Mountains, Southwestern British Columbia, Canada. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 32: 73-83.

187. Bradley, R. 2000. 1000 Years of climate Change. *Science* 288: 1353-

188. Crowley, T. J. 2000. Causes of climate change over the past 1000 years. *Science* 289: 270-277.

189. Jacoby, G. C., Lovelius, N. V., Shumilov, O. I. et al. 2000. Long-term temperature trends and tree growth in the Taymir region of Northern Siberia. *Quaternary. Res* 53: 312-318.

190. Mann, M. E. 2000. Lessons for a New Millennium. *Science* 289: 253-254.

191. Naurzbaev, M. M. et Vaganov, E. A. 2000. Variation of early summer and annual temperature in east Taymir and Putoran (Siberia) over the last two millennia inferred from tree rings. *JGR* 105D: 7317-7326.

192. Ware, D. M. et Thomson, R. E. 2000. Interannual to multidecadal timescale climate variations in the Northeast Pacific. *J. Climate* 13: 3209-3220.

193. Oldfield, F. 2000. Paleoclimatology - Out of Africa. *Nature* 403: 370-371.

194. Stahle, D. W., Cook, E. R., et Cleaveland, M. K. 2000. Tree-ring data document 16th century megadrought over North America. *EOS* 81: 121, 125-

195. Verschuren, D., Laird, K. R., et Cumming, B. F. 2000. Rainfall and drought in equatorial east Africa during the past 1,100 years. *Nature* 403: 410-414.

5.2 Le climat du dernier siècle

196. Cane, M. A. et Evans, M. 2000. Do the tropics rule? *Science* 290: 1107-1108.

197. Huang, S., Pollack, H. N., et Shen, P. O. 2000. Temperature trends over the past five centuries reconstructed from borehold temperatures. *Nature* 403: 756-758.

198. Linsley, B. K., Ren, L., Dunbar, R. B., et Howe, S. S. 2000. El Niño Southern Oscillation (ENSO) and decadal-scale climate variability at 10°N in the eastern Pacific from 1893 to 1994: A coral-based reconstruction from Clipperton Atoll. *Paleoceanography* 15: 322-335.

199. Michaels, P. J., Knappenberger, P. C., Balling, R. C., et Davis, R. E. 2000. Observed warming in cold anticyclones. *Climate Res.* 14: 1-6.

200. Serreze, M. C., Walsh, J. E., Chapin, F. S. et al. 2000. Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. *CC* 46: 159-207.

201. Smol, J. P. et Cumming, B. F. 2000. Tracking long-term changes in climate using algal indicators in lake sediments. *J. Phycology* 36: 986-1011.

202. Strong, A. E., Kearns, E. J., et Gjovig, K. K. 2000. Sea surface temperature signals from satellites - An update. *GRL* 27: 1667-1670.

203. Zhang, X., Vincent, L. A., Hogg, W. D., et Niitsoo, A. 2000. Temperature and precipitation trends in Canada during the 20th Century. *Atmosphere-Ocean* 38: 395-429.

204. Angell, J. K. 2000. Tropospheric temperature variations adjusted for El Niño, 1958-1998. *JGR* 105D: 11,841-11,849.

205. Gaffen, D. J., Sargent, M. A., Habermann, R. E., et Lanzante, J. R. 2000. Sensitivity of tropospheric and stratospheric temperature trends to radiosonde data quality. *J.Climate* 13: 1776-1795.

206. Angell, J. K. 2000. Difference in radiosonde temperature trend for the period 1979-1998 of MSU data and the period 1959-1998 twice as long. *GRL* 27: 2177-2180.

207. Chase, T. N., Pielke, R. A., Knaff, J. A. et al. 2000. A comparison of regional trends in 1979-1997 depth averaged tropospheric temperatures. *Int. J. Climatology* 20: 503-518.

208. Gaffen, D. J., Santer, B. D., Boyle, J. S. et al. 2000. Multidecadal changes in the vertical temperature structure of the tropical troposphere. *Science* 287: 1242-1245.

209. Hurrell, J. W., Brown, S. J., Trenberth, K. E., et Christy, J. R. 2000. Comparison of tropospheric temperatures from radiosondes and satellites: 17979-98. *BAMS* 81: 2165-2178.

210. Macilwain, C. 2000. Global-warming sceptics left out in the cold. *Nature* 403: 233-233.

211. Michaels, P. J. et Knappenberger, P. C. 2000. Natural signals in the MSU lower tropospheric temperature record. *GRL* 27: 2905-2908.

212. National Research Council Panel on Reconciling Temperature Observations. 2000. *Reconciling observations of global temperature change*. National Academy Press, Washington, D.C. 85pp.

213. Parker, D. E. 2000. Temperatures high and low. *Science* 287: 1216-1217.

214. Prabhakara, C., Iacovazzi, R., Yoo, J. M., et Dalu, G. 2000. Global warming: Evidence from satellite observations. *GRL* 27: 3517-3520.

215. Santer, B. D., Wigley, T. M. L., Gaffen, D. J., et al. 2000. Interpreting Differential Temperature Trends at the Surface and in the Lower Troposphere. *Science* 287 : 1227-1232.

216. Santer, B. D., Wigley, T. M. L., Boyle, J. S., et al. 2000. Statistical significance of trends and trend differences in layer-average atmospheric temperature time series. *JGR* 105D: 7337-7356.

217. Stendel, M., Christy, J. R., et Bengtsson, L. 2000. Assessing levels of uncertainty in recent temperature time series. *CD* 16: 587-601.

218. Keating, G. M., Tolson, R. H., et Bradford, M. S. 2000. Evidence of long term decline in the Earth's thermospehric densities apparently related to anthropogenic effects. *Geophys. Res. Lett.* 27(10): 1523-1526.

219. Levitus, S., Antonov, J. I., Boyer, T. P., et Stephens, C. 2000. Warming of the world ocean. *Science* 287: 2225-2229.

220. Andronova, N. G. et Schlesinger, M. E. 2000. Causes of global temperature changes during the 19th and 20th centuries. *GRL* 27: 2137-2140.

221. Banks, H. T., Wood, R. A., Gregory, J. M. et al. 2000. Are observed decadal changes in intermediate water masses a signature of anthropogenic climate change? *GRL* 27: 2961-2964.

222. Delworth, T. L. et Knutson, T. 2000. Simulation of Early 20th Century global warming. *Science* 287: 2246-

223. Hegerl, G., Stott, P. A., Allen, M. R. et al. 2000. Optimal detection and attribution of climate change: sensitivity of results to climate model differences. *CD* 16: 737-754.

224. Karl, T. R., Knight, R. W., et Baker, B. 2000. The record breaking global temperatures of 1997 and 1998: Evidence for an increase in the rate of global warming? *GRL* 27: 719-722.

225. Kerr, R. A. 2000. Globe's Missing Warming found in the Ocean. *Science* 287: 2126-2127.

226. Kerr, R. A. 2000. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science* 288: 1984-1985.

227. Kerr, R. A. 2000. Response to 'Temperature oscillations in the North Atlantic', by M. Margolis. *Science* 289: 547-548.

228. Langematz, U. 2000. An estimate of the impact of observed ozone losses on stratospheric temperature. *GRL* 27: 2077-2080.

229. Linsley, B. K., Wellington, G. M., et Schrag, D. P. 2000. Decadal sea surface temperature variability in the subtropical South Pacific from 1726 to 1997 *A. Science* 290: 1145-1148.

230. Liu, Z. et Huang, B. 2000. Cause of tropical Pacific warming trend. *GRL* 27: 1935-1938.

231. Luckman, B. et Kavanagh, T. 2000. Impact of climate fluctuations on mountain environments in the Canadian Rockies. *Ambio* 29: 371-380.

232. Margolis, M. 2000. Temperature oscillations in the North Atlantic. *Science* 289: 547.

233. Russell, G. L., Miller, J. R., Rind, D. et al. 2000. Comparison of model and observed regional temperature changes during the past 40 years. *JGR* 105D: 14891-14898.

234. Stern, D. I. et Kaufmann, R. K. 2000. Detecting a global warming signal in hemispheric temperature series: A structural time series analysis. *CC* 47: 411-438.

235. Wigley, T. M. L., Santer, B. D., et Taylor, K. E. 2000. Correlation approaches to detection. *GRL* 27: 2973-2976.

236. Zwiers, F. W. et Weaver, A. J. 2000. The causes of 20th Century warming. *Science* 290: 2081-2083.

237. Gaffen, D. J., Ross, R. J., et Gille, J. 2000. Water vapor's role in climate revisited at follow-up Chapman conference. *EOS* 81: 158, 165-

238. Kaiser, D. P. 2000. Decreasing cloudiness over China: An updated analysis examining additional variables. *GRL* 27: 2193-2196.

239. Oltmans, S. J., Vomel, H., Hofmann, D. J. et al. 2000. The increase in stratospheric water vapor from balloonborne, frostpoint hygrometer measurements at Washington, DC, and Boulder, Colorado. *GRL* 27: 3453-3456.

240. Robinson, P. J. 2000. Temporal trends in United States dew point temperatures. *Int. J. Climatology* 20: 985-1002.

241. Smith, C. A., Toumi, R., et Haigh, J. D. 2000. Seasonal trends in stratospheric water vapour. *GRL* 27: 1687-1690.

242. Wentz, F. J. et Schabel, M. 2000. Precise climate monitoring using complementary satellite data sets. *Nature* 403: 414-416.

243. Brown, R. D. 2000. Northern Hemisphere snow cover variability and change, 1915-97. *J.Climate* 13: 2339-2355.

244. Stone, D. A., Weaver, A. J., et Zwiers, F. W. 2000. Trends in Canadian precipitation intensity. *Atmosphere-Ocean* 38: 321-347.

245. Dahl-Jensen, D. 2000. The Greenland Ice Sheet Reacts. *Science* 289: 404-405.

246. Krabill, W., Abdalati, W., Frederick, E. et al. 2000. Greenland ice sheet: high-elevation balance and peripheral thinning. *Science* 289: 428-430.

247. Pfeffer, W. T., Cohn, J., Meier, M., et Krimmel, R. M. 2000. Alaskan glacier beats a dramatic retreat. *EOS* 81: 577, 584-

248. Scambos, T. A., Hulbe, C., Fahnestock, M et Bohlander, J. 2000. The link between climate warming and break-up pf the ice shelves in the Antarctic Peninsula. *J. Glaciology* 46: 516-530.

249. Thomas, R., Akins, T., Csatho, B., et al. 2000. Mass balance of the Greenland ice sheet at high elevations. *Science* 289: 426-428.

250. Changnon, S. A. et Changnon, D. 2000. Long-term fluctuations in Hail Incidences in the United States. *J. Climate* 13: 658-664.

251. Easterling, D. R., Evans, J. L., Groisman, P. Y. et al. 2000. Observed variability and trends in extreme climate events: a brief review. *BAMS* 81: 417-425.

252. Klink, K. 1999. Trends in mean monthly maximum and minimum surface wind speeds in the coterminous United States, 1961 to 1990. *Climate Res.* 13: 193-205.

253. Meehl, G. A., Karl, T. R., Easterling, D. R. et al. 2000. An introduction to trends in extreme weather and climate events: observations, socioeconomic impacts, terrestrial ecological impacts, and model projections. *BAMS* 81: 413-416.

254. Parmesan, C., Root, T. L., et Willig, M. R. 2000. Impacts of extreme weather and climate on terrestrial biota. *BAMS* 81: 443-450.

255. Simmonds, I. et Keay, K. 2000. Variability of Southern Hemisphere Extratropical Cyclone Behaviour, 1958-97. *J. Climate* 13: 550-561.

256. Changnon, S. A., Pielke, R. A., Changnon, D. et al. 2000. Human factors explain the increased losses from weather and climate extremes. *BAMS* 81: 437-442.

257. Elsner, J. B. et Kocher, B. 2000. Global tropical cyclone activity: a link to the North Atlantic oscillation. *GRL* 27: 129-132.

258. Elsner, J. B., Jagger, T., et Niu, X.- F. 2000. Changes in the rates of North Atlantic major hurricane activity during the 20th Century. *GRL* 27: 1743-1746.

259. Pielke, R. A. et Downton, M. W. 2000. Precipitation and damaging floods: Trends in the United States, 1932-97. *J. Climate* 13: 3625-3637.

260. Zhang, K., Douglas, B. C., et Leatherman, S. P. 2000. Twentieth-Century storm activity along the U.S. east coast. *J. Climate* 13: 1748-1761.

261. Bond, N. A. et Harrison, D. E. 2000. The Pacific Decadal Oscillation, air-sea interaction and central north Pacific winter atmospheric regimes. *GRL* 27: 731-734.

262. Cole, J. E., Dunbar, R. B., McClanahan, T. R., et Muthiga, N. A. 2000. Tropical Pacific forcing of decadal SST variability in the Western Indian Ocean over the past two centuries. *Science* 287: 617-619.

263. Fedorov, A. V. et Philander, S. G. 2000. Is El Niño changing? *Science* 288: 1997-2002.

264. Hunt, A. G. et Tsonis, A. A. 2000. The Pacific decadal oscillation and long-term climate prediction. *EOS* 81: 581.

265. Marsh, R. 2000. Recent variability of the North Atlantic thermohaline circulation inferred from surface heat and freshwater fluxes. *J. Climate* 13: 3239-3260.

266. Tsimplis, M. N. et Baker, T. F. 2000. Sea level drop in the Mediterranean Sea: an indicator of deep water salinity and temperature changes? *GRL* 27: 1731-1734.

267. Urban, F. E., Cole, J. E., et Overpeck, J. T. 2000. Influence of mean climate change on climate variability from a 155- year tropical Pacific coral record. *Nature* 407: 989-993.

268. Kwok, R. 2000. Recent changes in Arctic Ocean sea ice motion associated with the North Atlantic Oscillation. *GRL* 27: 775-778.

269. Levi, B. G. 2000. The decreasing Arctic ice cover. *Physics Today* January: 19-20.

270. Wadhams, P. et Davis, N. R. 2000. Further evidence of ice thinning in the Arctic Ocean. *GRL* 27: 3973-3975.

271. Wang, J. et Ikeda, M. 2000. Arctic oscillation and Arctic sea-ice oscillation. *GRL* 27: 1287-1290.

272. Watkins, A. B. et Simmonds, I. 2000. Current trends in Antarctic sea ice: The 1990s impact on a short climatology. *J. Climate* 13: 4441-4451.

273. Yuan, X. et Martinson, D. G. 2000. Antarctic sea ice extent variability and its global connectivity. *J. Climate* 13: 1697-1715.

274. Zhang, J., Rothrock, D., et Steele, M. 2000. Recent changes in arctic sea ice: the interplay between ice dynamics and thermodynamics. *J. Climate* 13: 3099-3114.

275. Magnuson, J. J., Robertson, D. M., Benson, B. J. et al. 2000. Historical trends in lake and river ice cover in the Northern Hemisphere . *Science* 289: 1743-1746.

276. Smith, L. C. 2000. Trends in Russian Arctic river-ice formation and breakup, 1917 to 1994. *Phys. Geogr.* 21: 46-56.

277. Barber, V. A., Juday, G. P., et Finney, B. P. 2000. Reduced growth of Alaskan white spruce in the twentieth century from temperature-induced drought stress. *Nature* 405: 668-673.

278. Kronberg, B. I. et Watt, M. J. 2000. The precariousness of North American boreal forests. *Environ. Monit. Assess.* 62: 261-272.

279. Roy, D. B. et Sparks, T. H. 2000. Phenology of British butterflies and climate change. *GCB* 6: 407-416.

280. Saether, B.- E., Tufto, J., Engen, S. et al. 2000. Population Dynamical Consequences of climate change for a small temperate songbird. *Science* 287: 854-856.

281. Wuethrich, B. 2000. How climate change alters rhythms of the wild. *Science* 287: 793-

282. Hare, S. R. et Mantua, N. J. 2000. Empirical evidence for North Pacific regime hifts in 1977 and 1989. *Prog. Oceanogr.* 47: 103-145.

283. McFarlane, G. A., King, J. R., et Beamish, R. J. 2000. Have there been recent changes in climate? Ask the fish. *Prog .Oceanogr.* 47: 147-169.

284. Normile, D. 2000. Warmer waters more deadly to coral reefs. *Science* 290: 682-683.

285. O'Brien, C. M., Fox, C. J., Planque, B., et Casey, J. 2000. Climate variability and North Sea cod. *Nature* 404: 142-

6.0 IMPACTS

286. Hayhoe, H. N. 2000. Improvements of stochastic weather data generators for diverse climates. *Climate Res* 14: 75-87.

287. Lorenzoni, I., Jordan, A., Hulme, M. et al. 2000. A co-evolutionary approach to climate change impact assessment: Part I. Integrating socio-economic and climate change scenarios. *Global Environmental Change* 10: 57-68.

288. Sailor, D. J. 2000. Regional climate modeling for climate change impact assessment: historical overview and future directions. *World Resource Review* 12: 669-684.

6.1 Effets de la fertilisation par le CO_2

289. Hattenschwiler, S. et Korner, C. 2000. Tree seedling responses to in situ CO_2-enrichment differ among species and depend on understorey light availability. *GCB* 6: 213-226.

290. Korner, C. 2000. Biosphere responses to CO_2 enrichment. *Ecological Applications* 10: 1590-1613.

291. Ross, D. J., Tate, K. R., Newton, P. C. D. et al. 2000. Carbon and nitrogen polls and mineralization in a grassland gley soil under elevated carbon dioxide at a natural CO_2 spring. *GCB* 6: 779-790.

292. Smith, S. D., Huxman, T. E., Zitzer, S. F. et al. 2000. Elevated CO_2 increases productivity and invasive species success in an arid ecosystem. *Nature* 408: 79-82.

293. Costa, M. H. et Foley, J. A. 2000. Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO_2 concentrations on the climate of Amazonia. *J. Climate* 13(1): 18-34.

6.2 Ressources en eau

294. Blake, R., Khanbilvardi, R. et Rosenzweig, C. 2000. Climate change impacts on New York City's water supply system. *JAWRA* 36: 279-292.

295. Cohen, S. J., Miller, K. A., Hamlet, A. F., et Avis, W. 2000. Climate change and resource management in the Columbia River Basin. *Water International* 25: 253-272.

296. DeWalle, D. R., Swistock, B. R., Johnson, T. E., et McGuire, K. J. 2000. Potential effects of climate change and urbanization on mean annual streamflow in the United States. *Water Resour. Res* 36: 2655-2664.

297. Mimikou, M. A., Baltas, E., Varanou, E., et Pantazis, K. 2000. Regional impacts of climate change on water resources quantity and quality indicators. *J. Hydrology* 234: 95-109.

298. Miles, E. L., Snover, A. K, Hamlet, A. F. et al. 2000. Pacific Northwest Regional Assessment: The impacts of Climate Variability and Climate change on the water resources of the Columbia River Basin. *JAWRA* 36: 399-420.

299. Mortsch, L., Hengeveld, H. G., Lister, M. et al. 2000. Climate change impacts on the hydrology of the Great Lakes-St. Lawrence system. *Can. Water. Resources J.* 25:153-179.

300. Moulton, R. J. et Cuthbert, D. R. 2000. Cumulative impacts/risk assessment of water removal or loss from the Great Lakes-St. Lawrence River system. *Can. Water Resources J.* 25: 181-208.

301. Murdoch, P. S., Baron, J. S., et Miller, T. L. 2000. Potential effects of climate change on surface-water quality in North America. *JAWRA* 36: 347-564.

302. Najjar, R. G., Walker, H. A., Anderson, P. J. et al. 2000. The potential impacts of climate change on the mid-Atlantic coastal region. *Climate Res.* 14: 219-233.

303. Strzepek, K. M. et Yates, D. N. 2000. Responses and thresholds of the Egyptian economy to climate change impacts on the water resources of the Nile River. *CC* 46: 339-356.

304. Vorosmarty, C. J., Green, P., Salisbury, J., et Lammers, R. B. 2000. Global water resources: Vulnerability from climate change acid population growth. *Science* 289: 284-288.

305. Ying, A. 2000. Impact of global climate change on China's water resources. *Environmental Monitoring and Assessment* 61: 187-191.

6.3 Phénomènes extrêmes

306. Collins, M. 2000. The El Niño-Southern Oscillation in the second Hadley Centre coupled model and its reponse to greenhouse warming. *J.Climate* 13: 1299-1312.

307. Collins, M. 2000. Understanding uncertainties in the response of ENSO to greenhouse warming. *GRL* 27: 3509-3512.

308. Streets, D. G. et Glantz, M. H. 2000. Exploring the concept of climate surprise. *Global Environ. Change* 10: 97-107.

309. Walsh, K. J. E. et Katzfey, J. J. 2000. The impact of climate change on the poleward movement of tropical cyclone-like vortices in a regional climate model. *J. Climate* 13: 1116-1132.

6.4 Écosystèmes naturels

310. Malcolm, J. R. et Markham, A. 2000. *Global warming and terrestrial biodiversity decline.* World Wildlife Fund, 34 pp.

311. Camill, P. et Clark, J. S. 2000. Long-term perspectives on lagged ecosystem responses to climate change: Permafrost in boreal peatlands and the Grassland/Woodland boundary. *Ecosystems* 3: 534-544.

312. Epstein, H. E., Walker, M. D., Chapin, F. S., et Starfield, A. M. 2000. A transient nutrient-based model of Arctic plant community response to climatic warming. *Ecol. Appl.* 10: 824-841.

313. Fleming, R. A. 2000. Climate change and insect disturbance regimes in Canada's boreal forests. *World Resource Review* 12: 521-555.

314. Johnson, D. W., Susfalk, R. B., Gholz, H. L., et Hanson, P. J. 2000. Simulated effects of temperature and precipitation change in several forest ecosystems. *J. Hydrol.* 235: 183-204.

315. Kramer, K., Leinonen, I., et Loustau, D. 2000. The importance of 381. phenology for the evaluation of impact of climate change on growth of boreal, temperate and Mediterranean forests ecosystems: an overview. *Int. J. Biometeorol.* 44: 67-75.

316. McKenney-Easterling, M., DeWalle, D. R. et al. 2000. The potential impacts of climate change and variability on forests and forestry in the Mid-Atlantic Region. *Climate Res.* 14: 195-206.

317. Burkett, V. et Kusler, J. 2000. Climate change: potential impacts and interactions in wetlands of the United States. *JAWRA* 36: 313-320.

318. Pienitz, R. et Vincent, W. F. 2000. Effect of climate change relative to ozone depletion on UV exposure in subarctic lakes. *Nature* 404: 484-487.

319. Winter, T. C. 2000. The vulnerability of wetlands to climate change: a hydrological landscape perspective. *JAWRA* 36: 305-311.

320. Stevenson, I. R et Bryant, D. M. 2000. Avian phenology: Climate Change and constraints on breeding. *Nature* 406: 366-367.

321. Leclercq, N., Gattuso, J.- P., et Jaubert, J. 2000. CO_2 partial pressure controls the calcification rate of a coral community. *GCB* 6: 329-334.

6.5 Agriculture

322. Alexandrov, V. A. et Hoogenboom, G. 2000. Vulnerability and adaptation assessments of agricultural crops under climate change in the Southeastern USA. *Theor. Appl. Climatol.* 67: 45-63.

323. Chakraborty, S., Tiedemann, A. V., et Teng, P. S. 2000. Climate change: potential impact on plant diseases. *Environmental Pollution* 108: 317-326.

324. Hatch, U., Paudel, K., Jagtap, S. et al. 2000. Sensitivity of agriculture to rising temperature in the Southeast U.S. *World Resource Review* 12: 702-716.

325. Jones, R. N. 2000. Analysing the risk of climate change using an irrigation demand model. *Climate Res* 14(2): 89-100.

326. Murdiyarso, D. 2000. Adaptation to climate variability and change: Asian perspecitves on agriculture and food security. *Environmental Monitoring and Assessment* 61: 123-131.

327. Saseendran, S. A., Singh, K. K., Rathore, L. S. et al. 2000. Effects of climate change on rice production in the tropical humid climate of Kerala, India. *CC* 44: 495-514.

6.6 Infrastructure sociale et santé

328. Magadza, C. H. D. 2000. Climate change impacts and human settlements in Africa: prospects for adaptation. *Environmental Monitoring and Assessment* 61: 193-205.

329. Mendelsohn, R., Morrison, W., Schlesinger, M. E., et Andronova, N. G. 2000. Country-specific market impacts of climate change. *CC* 45: 553-569.

330. Fisher, A. 2000. Preliminary findings from the Mid-Atlantic Regional Assessment. *Climate Res* 14: 261-269.

331. Dye, C. et Reiter, P. 2000. Climate change and malaria: temperatures without fevers? *Science* 289: 1697-1698.

332. Hayes, R. L. et Hussain, S. T .2000. Clinical epidemiology of disease associated with global warming and climate change. *World Resource Review* 12: 435-448.

333. Huth, R., Kysely, J., et Pokorna, L. 2000. A GCM simulation of heat waves, dry spells, and their relationships to circulation. *CC* 46: 29-60.

334. Rogers, D. J. et Randolph, S. E. 2000. The global spread of malaria in a future, warmer world. *Science* 289: 1763-1766.

335. Smoyer, K. E., Rainham, D. G. C., et Hewko, J. N. 2000. Heat-stress-related mortality in five cities in Southern Ontario: 1980-1996. *Int. J. Biometeorol.* 44: 190-197.

336. Taalas, P., Kaurola, J., Kylling, A. et al. 2000. The impact of greenhouse gases and halogenated species on future solar UV radiation doses. *GRL* 27: 1127-1130.

7.0 Politique

7.1 Le débat science-politiques

337. Dickinson, W. R. 2000. Effectively Responding to the threat of global warming. *EOS* 81: 90-

338. Dotto, L. 2000. Proof or Consequences. *Alternatives* 26 (2): 8-14.

339. Gray, V. 2000. The cause of global warming. *Energy & Environment* 11: 613-629.

340. Hug, H. 2000. A critical review of the hypothesis that climate change is caused by carbon dioxide. *Energy & Environment* 11: 631-638.

341. Jones, R. N. 2000. Managing uncertainty in climate change projections - Issues for impact assessment - An editorial comment. *CC* 45: 403-419.

342. Karoly, D. J. 2000. Ready for IPCC-2001: A practical approach to a daunting task - An Editorial Comment. *CC* 45: 469-470.

343. Kennedy, D. 2000. New climate news. *Science* 290: 1091-

344. Petersen, A. C. 2000. Philosophy of Climate Science. *BAMS* 81: 265-271.

345. von Storch, H. et Stehr, N. 2000. Climate change in perspective. *Nature* 405: 615-

346. Fearnside, P. M., Lashof, D. A., et Moura-Costa, P. 2000. Accounting for time in mitigating global warming through land-use change and forestry. *MASGC* 5: 239-270.

347. Fuglestvedt, J. S., Berntsen, T. K., Godal, O. et al. 2000. Climate implations of GWP-based reductions in greenhouse gas emissions. *GRL* 27: 409-412.

348. Lashof, D. A. 2000. The use of global warming potentials in the Kyoto Protocol. *CC* 44: 423-425.

349. O'Neill, B. C. 2000. The jury is still out on global warming potentials. *CC* 44: 427-443.

350. Smith, S. J. et Wigley, M. L. 2000. Global warming potentials: 1. Climatic implications of emissions reductions. *CC* 44: 445-457.

351. Smith, S. J. et Wigley, T. M. L. 2000. Global warming potentials: 2. Accuracy. *CC* 44: 459-469.

352. Azar, C. 2000. Economics and distribution in the greenhouse. *CC* 47: 233-238.

353. Bray, D. 2000. Visioning event horizons: where do we go from here? *Clim Res* 15: 83-94.

354. Chapman, D. et Khanna, N. 2000. Crying no wolf: Why economists don't worry about climate change, and should. *CC* 47: 225-232.

355. Glantz, M. et Adeel, Z. 2000. Climate Affairs as a next-generation environmental science. *Global Environmental Change* 10: 81-85.

356. Keller, K., Tan, K., Morel, F. M. M., et Bradford, D. F. 2000. Preserving the ocean circulation: Implications for climate policy. *CC* 47: 17-43.

357. Dowlatabadi, H. 2000. Bumping against a gas ceiling. *CC* 46: 391-407.

358. Grainger, A., Stafford Smith, M. et al. 2000. Desertification and climate change: the case for greater convergence. *MASGC* 5: 361-377.

359. Hulme, M. 2000. Choice is all. *New Scientist* 168(2263): 56-57.

360. Kasemir, B., Schiblibli, D., et Jaeger, C. C. 2000. Involving the public in climate and energy decisions. *Environment* 42: 33-42.

361. O'Connor, R. E., Anderson, P. J., Fisher, A., et Bord, R. J. 2000. Stakeholder involvement in climate assessment: bridging the gap between scientific research and the public. *Climate Res.* 14: 255-260.

362. Seacrest, S., Kuzelka, R., et Leonard, R. 2000. Global climate change and public perception: the challenge of translation. *JAWRA* 36: 253-263.

363. Toth, F. L., Cramer, W., et Hizsnyik, E. 2000. Climate impact response functions: An Introduction. *CC* 46: 225-246.

364. Mayda, J. 2000. IPCC and policy developments: toward the Third Assessment Report. *J. Environ. Assess. Policy and Management* 2: 249-262.

365. Moss, R. H. 2000. Ready for IPCC-2001: Innovation and change in plans for the IPCC Third Assessment Report. *CC* 45: 459-468.

366. Ritson, D. M. 2000. Gearing for IPCC-2001. *CC* 45: 471-488.

367. Skodvin, T. 2000. Revised rules of procedure for the IPCC process: an editorial essay. *CC* 46: 409-415.

7.2 Atténuation des émissions de gaz à effet de serre

368. Boyle, G. 2000. Dream-world: a simple model of energy-related carbon emissions in the 20th and 21st centuries. *Energy & Environment* 11: 573-585.

369. Green, C. 2000. Potential scale-related problems in estimating the costs of CO_2 mitigation policies. *CC* 44: 331-349.

370. Hansen, J., Sato, M., Ruedy, R. et al. 2000. Global warming in the twenty-first century: An alternative scenario. *Proc. Nat. Acad. Sciences* 97: 9875-9880.

371. Smith, S. J., Wigley, T. M. L., et Edmonds, J. 2000 A new route toward limiting climate change? *Science* 290: 1109-1110.

372. Fearnside, P. M. 2000. Global warming and tropical land-use change: greenhouse gas emissions from biomass burning, decomposition and soils in forest conversion, shifting cultivation and secondary vegetation. *CC* 46: 115-158.

373. Hadi, A., Inubushi, K., Purnomo, E. et al. 2000. Effect of land-use changes on nitrous oxide (N_20) emission from tropical peatlands. *CGCS* 2: 347-358.

374. Hasegawa, K., Hanaki, K., Matsuo, T., et Hidaka, S. 2000. Nitrous oxide from the agricultural water system contaminated with high nitrogen. *CGCS* 2: 335-345.

375. Kulshreshtha, S. N., Jenkins, B., Giraldez, J. C., et Desjardins, R. L. 2000. A systems approach to estimation of greenhouse gas emissions from the Canadian agriculture and agri-food sector. *World Resource Review* 12: 321-337.

376. Laurance, W. F. 2000. Mega-development trends in the Amazon: implications for global change. *Environmental Monitoring and Assessment* 61: 113-122.

377. Robertson, G. P., Paul, E. A., et Harwood, R. R. 2000. Greenhouse gases in intensive agriculture: contributions of individual gases to the radiative forcing of the atmosphere. *Science* 289:1922-1925.

378. Waddington, J. M. et Price, J. S. 2000. Effect of peatland drainage, harvesting, and restoration on atmospheric water and carbon exchange. *Phys. Geogr.* 21: 433-451.

379. Chen, W. J., Chen, J., Price, D. T. et al. 2000. Carbon offset potentials of four alternative forest management strategies in Canada: A simulation study. *MASGC* 5:143-169.

380. Hamburg, S. P. 2000. Simple rules for measuring changes in ecosystem carbon in forestry-offset projects. *MASGC* 5: 25-37.

381. Kaiser, J. 2000. Panel estimates possible carbon 'sinks'. *Science* 288: 942-943.

382. Kaiser, J. 2000. Soaking up carbon in forests and fields. *Science* 290: 922-

383. Kremen, C., Niles, J. O., Dalton, M. G. et al. 2000. Economic incentives for rain forest conservation across scales. *Science* 288: 1828-1832.

384. Smith, W. N., Desjardins, R. L., et Pattey, E. 2000. The net flux of carbon from agricultural soils in Canada 1970-2010. *GCB* 6: 557-568.

385. Smith, P., Powlson, D. S., Smith, J. U. et al. 2000. Meeting Europe's climate change commitments: quantitative estimates of the potential for carbon mitigation by agriculture. *GCB* 6: 525-539.

386. Caldeira, K. et Rau, G. H. 2000. Accelerating carbonate dissolution to sequester carbon dioxide in the ocean: geochemical implications. *GRL* 27: 225-228.

387. Govindasamy, B. et Caldeira, K. 2000. Geoengineering Earth's radiation balance to mitigate CO_2-induced climate change. *GRL* 27: 2141-2144.

388. Herzog, H., Eliasson, B., et Kaarstad, O. 2000. Capturing Greenhouse Gases. *Scientific American* 282: 72-79.

389. Lan, C.- R. et Horng, Y.- Y. 2000. Fixation of carbon dioxide by carbonation with chemical precipitation. *World Resource Review* 12(4): 732-740.

7.3 Adaptation

390. Arnell, N. W. 2000. Thresholds and response to climate change forcing: The water sector. *CC* 46: 305-316.

391. Kane, S. et Yohe, G. 2000. Societal adaptation to climate variability and change: An introduction. *CC* 45: 1-4.

392. Mendelsohn, R. 2000. Efficient adaptation to climate change. *CC* 45: 583-600.

393. Miller, K. A.. 2000. Pacific Salmon fisheries: Climate, information and adaptation in a conflict-ridden context. *CC* 45: 37-61.

394. Pittock, A. B. et Jones, R. N. 2000. Adaptation to what and why? *Environmental Monitoring and Assessment* 61: 9-35.

395. Reilly, J. et Schimmelpfennig, D. 2000. Irreversibility, uncertainty, and learning: Portraits of adaptation to long-term climate change. *CC* 45: 253-278.

396. Smit, B., Burton, I., Klein, R. J. T., et Wandel, J. 2000. An anatomy of adaptation to climate change and variability. CC 45: 223-251.

397. Yohe, G. et Toth, F. L. 2000. Adaptation and the guardrail approach to tolerable climate change. *CC* 45: 103-128.

398. Yohe, G. 2000. Assessing the role of adaptation in evaluating vulnerability to climate change. *CC* 46: 371-390.

399. Bunyard, P. 2000. Payout or Payoff? *The Ecologist* 30: 54-55.

400. Changnon, S. A. et Easterling, D. R. 2000. U.S. Policies pertaining to weather and climate extremes. *Science* 289: 2053-2055

401. deLoe, R. C. et Kreutzwiser, R. D. 2000. Climate variability, climate change and water resource management in the Great Lakes. *CC* 45: 163-179.

402. Haines, A., McMichael, A. J., et Epstein, P. R. 2000. Environment and health: 2. Global climate change and health. *Canadian Med. Ass. J.* 163: 729-734.

403. MacIver, D. C. et Urquizo, N. 2000. Atmospheric change and biodiversity: co-networks and networking. *Environmental Monitoring and Assessment* 61: 93-100.

404. McMichael, A. J. et Kovats, R. S. 2000. Climate change and variability: adaptations to reduce adverse health impacts. *Environmental Monitoring and Assessment* 61: 49-64.

405. Piver, W. T. 2000. Estimating the impacts of climate change on human health. *World Resource Review* 12: 428-434.

406. Bryant, C. R., Smit, B., Brklacich, M. et al. 2000. Adaptation in Canadian agriculture to climatic variability and change. *CC* 45: 181-201.

407. Salinger, M. J., Stigter, C. J., et Das, H. P. 2000. Agrometeorological adaptation strategies to increasing climate variability and climate change. *Agr. Forest Meteorol* 103: 167-184.

408. Schneider, S. H., Easterling, W. E., et Mearns, L. O. 2000. Adaptation: Sensitivity to natural variability, agent assumptions and dynamic climate changes. *CC* 45: 203-221.

409. Kandlikar, M. et Risbey, J. 2000. Agricultural impacts of climate change: If adaptation is the answer, what is the question? An editorial comment. *CC* 45: 529-539.

410. Kates, R. W. 2000. Cautionary tales: Adaptation and the global poor. *CC* 45: 5-17.

411. Kelly, P. M. et Adger, W. N. 2000. Theory and practice in assessing vulnerability to climate change and facilitating adaptation. *CC* 47: 325-352.

412. Pearce, F. 2000. A searing future. New Scientist 168(2264): 4.